

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

RECONSTITUTION DES PALÉOENVIRONNEMENTS  
DE LA MER DE CHAMPLAIN À PARTIR DE  
PALYNOMORPHES TERRESTRES ET MARINS

MÉMOIRE  
PRÉSENTÉ  
COMME EXIGENCE PARTIELLE  
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR  
MAXIME PAIEMENT

JANVIER 2007

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL  
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

## In memoriam

Le présent document constitue la version "éditée" du mémoire de maîtrise déposé par Maxime Paiement, quelques semaines avant sa disparition, à la suite d'un accident malheureux. Maxime avait abordé son sujet de recherche avec l'enthousiasme et l'énergie qu'il mettait dans la plupart de ses entreprises. En approfondissant l'histoire de la brève incursion marine qui a marqué le sud du Québec, voici un peu plus de dix mille ans, il a su apporter une contribution reconnue par les membres de son jury de maîtrise et dont l'intérêt scientifique est réel. En ce sens, il m'a paru indispensable de mettre ce travail à la disposition de la communauté scientifique en apportant, au manuscrit original, les quelques retouches suggérées par les membres du jury. Dans les pages qui suivent, on trouvera donc le résultat des recherches et études conduites par Maxime Paiement au cours de son cursus avancé et qui lui valent le grade de maître ès sciences à titre posthume. La mise en forme définitive du mémoire de maîtrise de Maxime ne présentait aucune difficulté scientifique, mais s'est avérée émotionnellement prenante, dans la mesure où l'écho de sa voix était présent à ma mémoire en relisant chacune de ses phrases. Cependant, c'était le moins qui me paraissait dû à un jeune chercheur estimé de toute l'équipe du GEOTOP, tant pour ses qualités et sa chaleur humaines, que pour son mérite et son engagement scientifiques.

Anne de Vernal  
Co-tutrice du mémoire & directrice du GEOTOP

## REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier ma directrice de maîtrise Mme Anne de Vernal, sans laquelle mon projet sur la Mer de Champlain n'aurait jamais vu le jour. Tous ses bons conseils, ainsi que sa confiance totale en moi m'ont permis d'acquérir de meilleures aptitudes en matière de recherche. Je remercie également mon co-directeur, M. Serge Occhietti, avec qui j'ai appris énormément sur le terrain et qui m'a permis de réaliser un échantillonnage de choix sur les différentes coupes stratigraphiques de mon étude. M. Pierre Richard ainsi que tout le personnel du laboratoire Albert-Rousseau m'ont apporté quelques bons conseils et de bonnes questions me permettant d'améliorer le contenu de mon mémoire. De plus Pierre Richard m'a permis de découvrir un aspect du Lac Hertel que je ne connaissais pas encore.

Je tiens à remercier mes parents (Lorraine, René, Mélissa, Eveline) et amis (Isabelle G., Lise L., Mathieu G., Guillaume A.) qui m'ont supporté du début à la fin de ce projet, dans les bons moments, comme dans les plus difficiles, me posant des questions et m'encourageant lorsque je ne voyais pas la fin de ce travail. Je dois mentionner mes collègues de bureau avec qui pouvoir parler d'autre chose que de projet de maîtrise était facile. Je veux remercier également tous ceux qui m'ont aidé sur le terrain et au laboratoire. Je ne passe pas sous silence Taoufik Radi et Maryse Henry, sans lesquels je serais encore à l'étape d'analyse de mes échantillons.

Et je termine en remerciant ma copine Émilie Julien, que j'aime sans précédent et qui, malgré la distance qui nous a séparé tout au long de la rédaction de mon mémoire, m'a supporté dans ce projet.

## TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES .....	v
LISTE DES TABLEAUX .....	viii
ANNEXE .....	ix
RÉSUMÉ .....	x
INTRODUCTION .....	1
CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE ET PALÉOÉCOLOGIQUE .....	4
1. OBJETS ET MÉTHODES .....	8
1.1 Cadre lithostratigraphique et échantillonnage .....	10
1.2 Préparation et analyses palynologiques .....	14
1.3 Préparation et analyses de foraminifères et d'ostracodes .....	15
1.4 Reconstitutions des conditions de surface .....	16
2. LES RÉSULTATS .....	18
2.1 St-Nicolas .....	18
2.2 Ste-Monique-de-Nicolet .....	21
2.3 St-Félix-de-Valois .....	24
2.4 St-Césaire .....	27
2.5 Lac Hertel .....	31
2.6 Casselman .....	35
3. DISCUSSION .....	39
3.1 Stratigraphie régionale .....	39
3.2 Écostratigraphie pollinique .....	39
3.3 Écostratigraphie des dinokystes .....	43
3.4 Palynostratigraphie et évolution hydrographique et climatique .....	45
3.5 Foraminifères et environnements benthiques.....	49
3.6 Les particularités du Lac Hertel .....	50
CONCLUSION .....	52
BIBLIOGRAPHIE .....	54
ANNEXE .....	60

## LISTE DES FIGURES :

Figure 1: Limite de la Mer de Champlain dans les Basses-Terres du St-Laurent selon Occhietti (1989) et localisation des sites à l'étude à l'intérieur du bassin de la Mer de Champlain.....	2
Figure 2: Diagramme simplifié des assemblages sporo-polliniques au site de St-Nicolas....	19
Figure 3: Diagramme des assemblages de foraminifères benthiques au site de St-Nicolas....	20
Figure 4: Diagramme des assemblages de kystes de dinoflagellés et reconstitutions hydrographiques au site de St-Nicolas. ....	21
Figure 5: Diagramme simplifié des assemblages sporo-polliniques au site de Ste-Monique-de-Nicolet. ....	23
Figure 6: Diagramme des assemblages de dinokystes et reconstitutions hydrographiques au site de Ste-Monique-de-Nicolet. ....	23
Figure 7: Diagramme simplifié des assemblages sporo-polliniques au site de St-Félix-de-Valois.....	25
Figure 8: Diagramme des assemblages de dinokystes et reconstitutions hydrographiques au site de St-Félix-de-Valois .....	27
Figure 9: Diagramme simplifié des assemblages sporo-polliniques au site de St-Césaire.....	29
Figure 10: Diagramme des assemblages de dinokystes et reconstitutions hydrographiques au site de St-Césaire. ....	31
Figure 11: Diagramme simplifié des assemblages sporo-polliniques au site du Lac Hertel...	32
Figure 12: Diagramme des assemblages de foraminifères au site du Lac Hertel.....	33

Figure 13: Diagramme des assemblages de dinokystes et reconstitutions hydrographiques au site du Lac Hertel.....	34
Figure 14: Diagramme simplifié des assemblages sporo-polliniques au site de Casselman...36	
Figure 15: Diagramme des assemblages de dinokystes et reconstitutions hydrographiques au site de Casselman.....	38
Figure 16: Corrélations entre les coupes stratigraphiques étudiées, de l'ouest vers l'est, basées sur la zonation établie à partir des assemblages sporo-polliniques. Les lignes continues représentent les limites probables entre les zones, alors que les lignes pointillées sont les limites incertaines ou extrapolées. ....	42
Figure 17: Corrélations entre les coupes stratigraphiques étudiées, de l'ouest vers l'est, basées sur la zonation établie à partir des assemblages de kystes de dinoflagellés. Les lignes continues représentent les limites probables entre les zones, alors que les lignes pointillées sont les limites incertaines ou extrapolées. ....	44
Figure 18: Corrélations stratigraphiques régionales établies à partir des assemblages sporo-polliniques et des assemblages de kystes de dinoflagellés. La limite inférieure de la zone à <i>Picea</i> (zone P2) débute avant la zone à <i>Operculodinium centrocarpum</i> et <i>Spiniferites elongatus</i> (Zone D2), et ce, à tous les sites, sauf St-Nicolas, où la zone D2 n'est pas identifiée. ....	45
Figure 19: Température estivale des eaux de surface de la Mer de Champlain. La zonation a été établie à partir des assemblages de dinokystes. Une limite arbitraire à 1°C a été établie pour démarquer les zones chaudes et les zones froides.....	46
Figure 20: Durée du couvert de glace de mer en mois par année. La zonation a été établie à partir des assemblages de dinokystes. Une limite arbitraire à 9 mois a été utilisée.....	47
Figure 21: Salinité estivale des eaux de surface de la Mer de Champlain. La zonation a été établie à partir des assemblages de dinokystes. Une limite arbitraire à 31 psu a été utilisée. Toutefois comme la salinité est très variable à l'intérieur de mêmes zones et qu'il s'agit d'un paramètre hétérogène dans l'espace et le temps, il est difficile de se baser sur la salinité pour tirer des conclusions.....	48

Figure 22: Abondance des tests de foraminifères par rapport aux réseaux organiques aux sites de St-Nicolas et du Lac Hertel, constituant un indice de la préservation du  $\text{CaCO}_3$ . ..... 49



LISTE DES TABLEAUX :

Tableau 1 : Localisation des sites d'étude..... 1

Tableau 2 : Datations aux sites d'étude..... 9

ANNEXE : Planches photographiques.....	60
Planche 1. ....	61
Planche 2. ....	62
Planche 3. ....	63
Planche 4. ....	64
Planche 5. ....	65
Planche 6. ....	66
Planche 7. ....	67

## RÉSUMÉ

Au Québec, la transition glaciaire-interglaciaire a été caractérisée par la Mer de Champlain. L'invasion marine postglaciaire a débuté vers  $11\,100 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  dans les Basses-Terres du St-Laurent durant une période de 1500 ans  $^{14}\text{C}$ . La Mer de Champlain a abrité une faune riche et diversifiée incluant des kystes de dinoflagellés, foraminifères, pélécy-podes, ainsi que des os d'oiseaux, de poissons et de mammifères, dont un béluga (*Delphinapterus leucas*), qui a été trouvé dans les dépôts marins de St-Félix-de-Valois. L'échantillonnage de différentes coupes sédimentaires de la Mer de Champlain (St-Nicolas, St-Félix-de-Valois, St-Césaire, Ste-Monique-de-Nicolet, Lac Hertel et Casselman) a permis l'analyse des palynomorphes terrestres et marins à des fins de reconstitutions paléoenvironnementales des conditions hydrologiques de surface. Les analyses polliniques ont permis de retracer l'évolution du couvert végétal, passant d'une végétation de type toundra, suivie d'une phase d'afforestation pour terminer par une phase arboréenne. Les assemblages de foraminifères des sites de St-Nicolas et du Lac Hertel permettent de déterminer le type d'environnement de ces sites, soit un environnement profond ( $>100\text{m}$ ) à St-Nicolas dominé par *Islandiella helenae* et *Cassidulina reniforme* et un environnement peu profond ( $<30\text{m}$ ) dominé par *Elphidium excavatum* au Lac Hertel. L'analyse des kystes de dinoflagellés a permis l'établissement d'une écostratigraphie en 4 zones d'assemblage, toutes dominées par des taxons ubiquistes tels *Brigantedinium* spp. et *Operculodinium centrocarpum*. Ces assemblages ont servi à des reconstitutions des conditions hydrographiques, à partir de fonctions de transfert. Les conditions de surface reconstituées présentent des températures estivales et des salinités de surface variant entre 0 et  $5^{\circ}\text{C}$  et entre 26 et 34 psu respectivement et la présence d'un couvert de glace de mer de 8 à 12 mois par année.

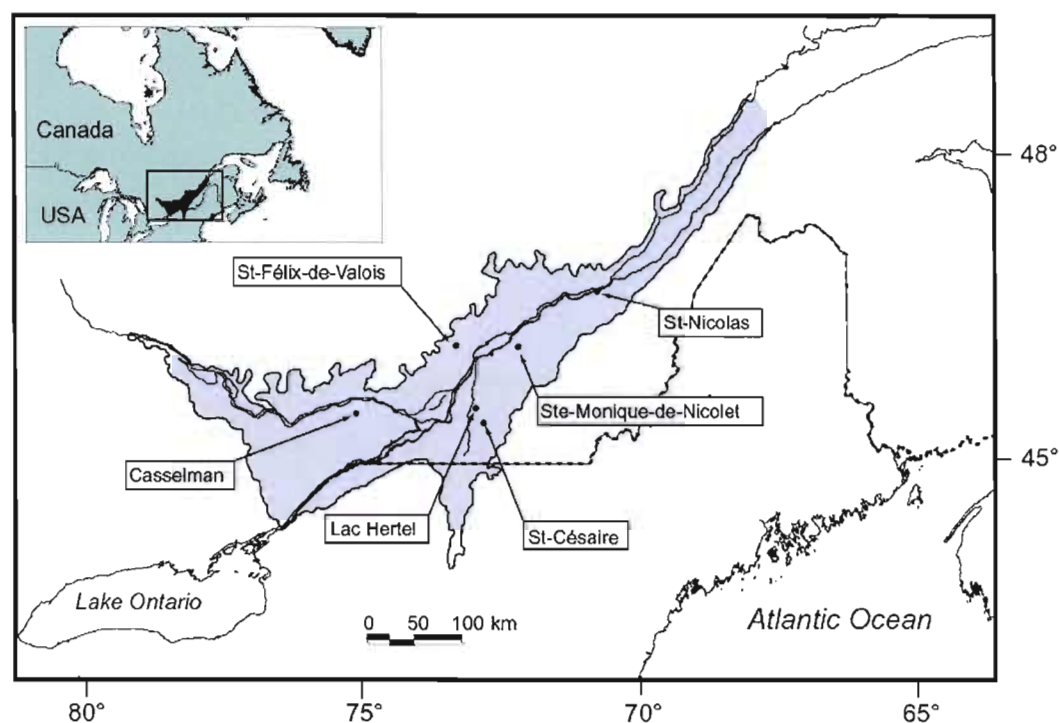
## INTRODUCTION

La transition du Pléistocène à l'Holocène correspond au passage d'un épisode glaciaire, le Wisconsinien, à un interglaciaire. À la fin du Wisconsinien, le recul de l'inlandsis Laurentidien et l'enfoncement glacio-isostatique ont permis la pénétration des eaux marines dans les Basses-Terres du St-Laurent. La Mer de Champlain, dont on doit le nom à Upham (1895), a alors occupé plus de 80 000 km<sup>2</sup> de superficie (Occhietti 1989; fig. 1, tabl. 1). Depuis les descriptions des sédiments fossilifères de la Mer de Champlain réalisées par Upham (1895), de nombreuses études ont permis de préciser la nature des faciès sédimentologiques (e.g. Hitchcock, 1861; Ami, 1900; Gadd, 1988; Occhietti, 1980; Rodrigues, 1992). D'autres études ont porté sur les faunes de vertébrés, en particulier les mammifères marins, incluant baleines, (notamment le béluga *Delphinapterus leucas*) et phoques (*Phoca*) (cf. Harington, 1977, 1988; Harington et Occhietti, 1980, 1988). Les faunes d'invertébrés ont également fait l'objet d'études par Cronin (1977, 1979), Hillaire-Marcel (1977, 1979, 1980, 1981, 1989), Rodrigues (1988, 1992), et Guilbault (1989, 1993).

**Tableau 1:** Localisation des sites d'étude

Nom	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Épaisseur des sédiments (m)	Références
St-Nicolas	46°42' 00"	71°23' 00"	~ 90	~ 20	Occhietti et al. (2001)
St-Monique-de-Nicolet	46°09' 32"	72°32' 13"	~ 15	~ 3,30	Rodrigues (1992)
St-Félix-de-Valois	46°12' 20"	73°25' 26"	~ 135	> 3,20	Harington <i>et al.</i> (sous presse)
St-Césaire	45°24' 03"	73°02'30"	~ 50	> 3,30	de Vernal et al. (1989); Rodrigues (1992)
Lac Hertel	45°32' 45"	73°09' 08"	~ 169	~ 10	Occhietti et Richard (2005)
Casselman	45° 19' 00"	75° 05' 00"	~ 49	~ 4,35	Rodrigues (1992)

Le cadre paléoécologique de la Mer de Champlain est mal connu. Ce sont surtout des analogies avec les faunes actuelles qui fournissent des indications sur la paléoécologie de cette mer du passé. Pour ce qui concerne les conditions hydrographiques, les faunes recensées tolèrent généralement de vastes spectres de température et de salinité. Par ailleurs, les faunes d'invertébrés sont généralement benthiques ou nectoniques et ne représentent donc pas les conditions de surface mais plutôt celles des masses d'eaux intermédiaires ou profondes. Néanmoins, une étude palynologique révélant des assemblages de kystes de dinoflagellés a permis d'obtenir des informations qualitatives sur les conditions des eaux de surface du bassin champlainien (cf. de Vernal *et al.*, 1989).



**Figure 1:** Limite de la Mer de Champlain dans les Basses-Terres du St-Laurent selon Occhietti (1989) et localisation des sites à l'étude à l'intérieur du bassin de la Mer de Champlain.

Dans le cadre de cette étude, 6 sites de la Mer de Champlain ont fait l'objet d'analyses pour leur contenu palynologique, soit les coupes de St-Nicolas, Ste-Monique-de-Nicolet, St-Félix-de-Valois, St-Césaire, le Lac Hertel ainsi que Casselman (fig. 1, tabl. 1). Parmi ces sites, trois d'entre eux ont également fait l'objet d'analyses microfaunistiques, soit ceux de St-Félix-de-Valois, de St-Nicolas et le Lac Hertel. Les objectifs de cette étude sont :

- Corréler entre elles les différentes séquences à partir de l'écostratigraphie livrée par les assemblages de microfossiles (foraminifères, palynomorphes).
- Analyser les populations de foraminifères benthiques des sites de Saint-Nicolas et du Lac Hertel, aux fins de comparaison avec les résultats obtenus par Rodrigues (1992).
- Reconstituer quantitativement des conditions de surface (températures, salinité et durée saisonnière du couvert de glace de mer) à partir d'approches développées au cours des dernières années (cf. de Vernal *et al.*, 2001, 2005).

## CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE ET PALÉOÉCOLOGIQUE

D'après Rodrigues (1988), cinq formations majeures composeraient les sédiments quaternaires du dernier épisode glaciaire des Basses-Terres du St-Laurent. À la base, (1) un till est surmonté de (2) sédiments stratifiés fluvio-glaciaires non fossilifères, (3) de rythmites de silts et d'argiles lacustres, (4) des sédiments marins champlainiens, et enfin (5) de sédiments littoraux.

Avant que la Mer de Champlain inonde les Basses-Terres du St-Laurent, un lac dont la profondeur moyenne était de 50 m occupait la région sur environ 30 000 km<sup>2</sup>. Ce lac a laissé des sédiments lacustres composés de varves contenant des valves d'ostracodes du genre *Candona* (Rodrigues, 1992). Ce genre abondamment représenté dans les dépôts a donné son nom au lac. Le Lac Candona s'est déversé dans la Mer de Goldthwait vers  $11\,100 \pm 100$  ans <sup>14</sup>C (Occhietti et Richard, 2003), ce qui aurait permis l'ouverture de la Mer de Champlain dont l'altitude maximale a atteint 234-235 m (Pagé, 1977; Lamothe, 1977) en marge nord du bassin, et entre 190-200 m au Lac Hertel, dans le centre du bassin (Occhietti et Richard, 2003; voir fig. 1 dans Parent et Occhietti, 1988, pour d'autres altitudes).

Il est difficile d'utiliser les assemblages de foraminifères de la Mer de Champlain à des fins paléoécologiques, car ils n'ont pas d'analogue moderne connu (Rodrigues, 1992). Les reconstitutions paléoenvironnementales et paléohydrographiques de la Mer de Champlain, reposent surtout sur les compositions isotopiques de macrofossiles d'invertébrés, qui dépendent elles-mêmes de la température et de la salinité des masses d'eau (Hillaire-Marcel, 1979, 1981, 1988). Cependant, il faut être prudent lors des analyses des résultats, la composition isotopique des apports d'eau douce issue des précipitations et de la fonte glaciaire n'étant pas connue; de surcroît, les compositions isotopiques d'une même espèce peuvent varier selon la taille des spécimens (Hillaire-Marcel, 1977, 1981, 1988). Néanmoins, en utilisant la composition isotopique des foraminifères benthiques, ainsi que la nature des assemblages, Rodrigues (1992) et Guilbault (1988, 1993) ont proposé qu'au début de la phase marine, les salinités étaient de moins de 10 psu, alors que durant la phase plénimarine la

salinité aurait atteint entre 30 à 35 psu avant que les eaux ne redeviennent saumâtres. Rodrigues (1992) a également montré que l'augmentation d'*Elphidium excavatum* et la diminution de *Cassidulina reniforme* et *Islandiella helenae* signifiaient une diminution dans la salinité des masses d'eau vers la fin de l'épisode champlainien.

D'autres informations viennent de l'étude des mollusques. Elson (1969) ainsi que Brand et McCarthy (2005) ont démontré que les pélécyodes *Hiatella arctica* et *Macoma balthica* sont les espèces dominantes dans la Mer de Champlain et que, très tôt (>10 800 ans  $^{14}\text{C}$  BP), lors de l'invasion marine, *Hiatella arctica* a occupé la région ontarienne. Cette espèce, qui caractérise une première phase de la Mer de Champlain, vit actuellement dans des eaux froides subarctiques. Malgré le fait que *Hiatella arctica* et *Macoma balthica* ont coexisté dans le bassin champlainien, elles enregistrent des compositions isotopiques différentes. Ceci s'expliquerait par des habitats différents, les deux espèces n'occupant pas la même bathymétrie et vivant donc dans deux masses d'eau différentes (Hillaire-Marcel, 1977, 1981, 1988). *Hiatella arctica* est une espèce vivant à 15 mètres de profondeur (Hillaire-Marcel, 1977), là où la salinité est de 20 à 35 psu et serait peu affectée par les eaux de fonte continentales (Hillaire-Marcel, 1988; Brand et McCarthy, 2005). Par contre, *Macoma balthica* est une espèce vivant à une profondeur moindre (~3 mètres; Hillaire-Marcel, 1977) où les salinités étaient sans doute plus faibles, entre 10 et 30 psu, en raison de l'apport des eaux de fonte des glaces. Ces eaux sont appauvries en isotopes lourds et auraient une composition du  $\delta^{18}\text{O}$  variant entre -15‰ et -30‰ (Hillaire-Marcel, 1988; Brand et McCarthy, 2005). Les pélécyodes enregistrent dans leur coquille les compositions isotopiques et permettent ainsi de déterminer les conditions hydrologiques des masses d'eau (Hillaire-Marcel 1977, 1988).

*Mya arenaria* a occupé tardivement la Mer de Champlain (entre 10 800 et 10 200 ans  $^{14}\text{C}$  BP), probablement après l'avancée glaciaire à l'origine de la Moraine de St-Narcisse (cf. Elson, 1969). Cette espèce occupe des milieux peu profonds, intertidaux, plus chauds comparativement à *Hiatella arctica* (15 m) qui occupe des eaux froides (Hillaire-Marcel, 1977, 1980, 1981, 1988; Rodrigues, 1988).



Quelques études portent également sur les macrofossiles de vertébrés. Harington et Occhietti (1988) ont publié un document mettant à jour une liste de tous les mammifères fossiles de la Mer de Champlain. Parmi eux, plus de 80% appartiennent à des baleines blanches ou bélugas (*Delphinapterus leucas*). Occhietti *et al.* (2001) présentent également une liste de tous les restes fossiles échantillonnés au site de St-Nicolas.

Les assemblages de kystes de dinoflagellés ont également été analysés afin de reconstituer les paléoenvironnements au site de St-Césaire (de Vernal *et al.*, 1989). Les résultats illustrent des conditions de surface froides (arctique-subarctique). Ils indiqueraient également des variations de salinité importantes. Toutefois, les études réalisées en 1989 n'ont pas mené à des reconstitutions quantitatives, puisque les bases de données de référence des assemblages de kystes de dinoflagellés n'avaient pas encore été développées.

En général, d'après les travaux mentionnés ci-dessus, les conditions hydrographiques de la Mer de Champlain se seraient singularisées par des salinités variant de 10 à 30 psu, avec des températures faibles variant entre -1° à 8°C (Harington et Occhietti, 1988). La partie ouest du bassin était sans doute occupée par des masses d'eau très peu salées, les apports d'eau douce résultant du déversement des proto-Grands-Lacs ayant limité la migration du front des eaux salées nord-atlantiques au-delà de 74°47' Ouest (Rodrigues et Richard, 1985; Rodrigues, 1988). Au nord du bassin, la présence du front glaciaire laisse supposer un milieu aquatique beaucoup plus froid et dessalé (Occhietti, 1980). Dans les parties centrale et est du bassin, les masses d'eau étaient sans doute stratifiées avec une masse d'eau profonde provenant de l'Atlantique Nord et une couche de surface dessalée.

Durant l'épisode de la Mer de Champlain, il y a eu une évolution rapide des conditions hydrographiques et de l'épaisseur de la tranche d'eau. Il est donc difficile d'avoir une chronologie exacte des événements suivant la déglaciation. La difficulté d'établir une chronologie est d'autant plus grande que l'intervalle de la Mer de Champlain inclut un plateau de l'activité  $^{14}\text{C}$  sur près de 1000 ans (e.g. Stuiver *et al.*, 1991, Taylor *et al.*, 1996) et

que, de surcroît, on ignore quelle était la différence régionale entre les réservoirs atmosphérique et marin de  $\text{CO}_2$ . Dans la Mer de Champlain, l'effet réservoir est particulièrement complexe en raison de la présence de carbone inorganique issu de la fonte des glaces, du socle carbonaté et de la stratification des masses d'eau. Selon Occhietti et Richard (2003) et Richard et Occhietti (2005), la chronologie de la Mer de Champlain doit être révisée : sur la base de nouvelles mesures  $^{14}\text{C}$  sur des coquilles de *Macoma* sp. ( $12\,290 \pm 40$  ans  $^{14}\text{C}$  BP âge conventionnel) et de macrorestes végétaux ( $10\,510 \pm 60$  ans  $^{14}\text{C}$  BP âge conventionnel), l'âge apparent des coquilles marines serait beaucoup plus élevé que ce que l'on croyait. Occhietti et Richard (2003) ont calculé un effet réservoir de 1780 ans  $^{14}\text{C}$  et ils estiment l'âge de l'invasion marine au Lac Hertel à environ  $11\,000 \pm 100$  ans  $^{14}\text{C}$  BP (âge conventionnel). L'altitude originelle du lac était de 169 m. Par la suite, le niveau du lac a été rehaussé à plusieurs reprises (Occhietti et Richard, 2003). À partir des nouvelles données chronologiques, Occhietti et Richard (2003) suggèrent que l'invasion marine a été de courte durée en âge  $^{14}\text{C}$ , s'étalant sur une période d'environ 1500-1700 ans  $^{14}\text{C}$ , soit de ca. 11 100 à ca. 9400 ans BP selon une chronologie  $^{14}\text{C}$  conventionnel ; soit de 13 ka BP à 10,5 ka BP en chronologie calendaire (Occhietti et Richard, 2003). L'épisode de la Mer de Champlain couvrirait ainsi la fin de l'Allerød, le Dryas Récent et les premiers siècles de l'Holocène (Occhietti et Richard, 2003).

Après la phase finale de la Mer de Champlain, le Lac Lampsilis a occupé la partie orientale du bassin (Elson and Elson, 1959). Dans la région de Québec, des chenaux saumâtres, probablement associés à de grandes marées de l'ordre de 10 m (Occhietti *et al.*, 2001), sont datés de ca. 9400 ans  $^{14}\text{C}$  BP (Occhietti et Richard, 2003).

## 1. OBJETS ET MÉTHODES

Les coupes étudiées dans le cadre de ce mémoire ont déjà fait l'objet de descriptions sédimentologiques et de publications. Il s'agit des sites de St-Nicolas (Guilbault, 1993; Occhietti *et al.*, 2001), St-Félix-de-Valois (Harington *et al.*, sous presse), Ste-Monique-de-Nicolet (Rodrigues, 1992; Guilbault, 1993), St-Césaire, Casselman (Lasalle *et al.*, 1982; Prichonnet *et al.*, 1987; de Vernal *et al.*, 1989; Guilbault, 1989; Rodrigues, 1992) et le Lac Hertel (Lasalle, 1966; Occhietti et Richard, 2003; Richard and Occhietti, 2005). Afin de ne pas être redondant par rapport à une littérature déjà exhaustive, seule la coupe de St-Félix-de-Valois fait l'objet d'une description détaillée et le cadre stratigraphique des autres sites est résumé sommairement. Tout ce qui a trait aux mesures  $^{14}\text{C}$  est reporté sur le tableau 2.

**Tableau 2.** Datations aux différents sites d'étude. Sur le tableau sont indiqués les âges  $^{14}\text{C}$  calculés et conventionnels, ainsi que les âges calibrés minimum et maximum (deux sigma) à partir de Calib 5.0.1 (cf. Stuiver *et al.*, 2005). Les âges  $^{14}\text{C}$  de carbonates marins ont été calibrés en considérant un  $\Delta R$  de 400 ans, ce qui correspond à une correction de 800 ans entre les réservoirs de  $\text{CO}_2$  atmosphérique et marin. Dans le tableau, il est également fait référence à un âge par luminescence optique.

Sites	Matériel daté	Numéro de laboratoire	Âge $^{14}\text{C}$ calculé $^{13}\text{C} = 0\text{‰}$ (BP)	Âge $^{14}\text{C}$ conventionnel $^{13}\text{C} = 25\text{‰}$ (BP)	Âge calibrés en années BP		$\Delta R^*$	Aire de probabilité (%)	Références
					minimum	maximum (2 $\sigma$ )			
St-Nicolas	<i>Macoma calcaria</i>	Beta-115873	10 060 $\pm$ 80	10 470 $\pm$ 80	10 768	11 212	400	100	Occhietti <i>et al.</i> (2001)
	<i>Balanus hameri</i>	UQ-39	10 890 $\pm$ 125	11 300 $\pm$ 125	12 028	12 802	400	100	Parent et Occhietti (1988)
St-Félix-de-Valois	Feldspath	SFV-1			10 890 $\pm$ 1700**				Lamothe (comm. pers.)
	Os de béluga			10 700 $\pm$ 90	11 689	11 143	400	100	Harrington <i>et al.</i> (sous presse)
St-Césaire	<i>Hiatella arctica</i>	UQ-1059	10 500 $\pm$ 140	10 910 $\pm$ 140	11 216	12 192	400	100	de Vernal <i>et al.</i> (1989)
	<i>Balanus hameri</i>	TO-704	10 970 $\pm$ 60	11 380 $\pm$ 60	12 368	12 788	400	100	Rodrigues (1992)
Ste-Monique-de-Nicolet	<i>Portlandia arctica</i>	TO-703	11530 $\pm$ 90	11 940 $\pm$ 90	13 200	12 896	400	100	Rodrigues (1992)
Lac Hertel	Débris végétaux	Beta-179065		10 510 $\pm$ 60	12 338	12 747	n/a	92,2	Occhietti et Richard (2003) Richard et Occhietti (2005)
	<i>Elphidium</i> cf. <i>excavatum</i>	TO-10248		12 050 $\pm$ 80	12 965	13 296	400	100	
	<i>Macoma</i> sp.	Beta-178100		12 290 $\pm$ 40	13 247	13 417	400	100	
	<i>Macoma</i> sp.	Beta-177292		12 180 $\pm$ 40	13 176	12 347	400	100	
	<i>Portlandia arctica</i>	TO-10249		12 200 $\pm$ 80	13 117	13 401	400	100	
Casselman	Foraminifères	TO-702	11 460 $\pm$ 70	11870 $\pm$ 70	12 877	13 108	400	100	Rodrigues (1992)

\* Un  $\Delta R$  de 400 ans rendant compte d'une différence de 800 ans entre les âges apparents des réservoirs de  $^{14}\text{C}$  marin et atmosphérique est minimal (cf. Occhietti *et al.*, 2001). Par exemple, au lac Hertel, le  $\Delta R$  serait de 1370 ans selon Richard et Occhietti (2005).

\*\*Âge par luminescence optique

## 1.1 Cadre lithostratigraphique et échantillonnage

### 1.1.1 St-Nicolas

Le site de St-Nicolas se situe dans le secteur oriental de la Mer de Champlain. Il s'agit d'un site exceptionnellement riche du point de vue fossilifère qui a déjà fait l'objet d'études détaillées (Dionne, 1971; Lasalle *et al.*, 1977; Lasalle, 1978; Hillaire-Marcel, 1979, 1980; Guilbault, 1993; Cayer, 1999; Occhietti *et al.*, 2001). La coupe expose jusqu'à 20 mètres d'épaisseur de sédiment et se divise en trois unités lithostratigraphiques (fig. 4, cf. Occhietti *et al.*, 2001). L'unité 1, à la base de la coupe, s'étend sur plus de 7 m d'épaisseur. Elle se caractérise par une argile grise massive, dont la partie supérieure peut être litée. L'unité 2 atteint 10 mètres d'épaisseur et se compose de sables moyens à lumachelles, qui se sont sédimentés en moins de 200 ans. L'unité 3 consiste en silts et sables stratifiés, donnant l'impression de rythmites, qui s'étendent sur environ 6,5 m d'épaisseur. L'unité 3 ainsi que le sommet de l'unité 1 ont été échantillonnés dans le cadre de la présente étude. Les sables de l'unité 2 n'ont pas été échantillonnés, ceux-ci ne constituant pas des matériaux adéquats pour la préservation des palynomorphes. Le sommet de l'unité 1 a été dégagé sur une hauteur de 4,60 m en continu et a été échantillonné selon des intervalles de 10 centimètres, chaque échantillon faisant environ 2 centimètres d'épaisseur. Dans l'unité 3, le lit silteux de chacune des rythmites a été échantillonné.

### 1.1.2 Ste-Monique-de-Nicolet

La coupe stratigraphique de Ste-Monique-de-Nicolet (fig. 6), le long de la rivière Yamaska, fait environ 330 cm d'épaisseur (cf. Rodrigues, 1992) et est constituée de 3 unités. À la base de la coupe, l'unité 1 se caractérise par des sables et graviers sur une épaisseur d'environ 10 cm. Les rythmites d'argile et de sable, qui composent l'unité 2, ont une épaisseur d'environ 60 cm. Ces rythmites ont probablement une origine glacio-marine

(Rodrigues, 1992). L'unité 3 fait près de 260 cm et consiste en argile massive de couleur grise. L'échantillonnage a été réalisé selon un intervalle régulier de 20 cm sauf entre 30 cm et 90 cm de hauteur où il est de 10 cm.

### 1.1.3 St-Félix-de-Valois

Suite à l'excavation d'une tranchée pour le drainage d'une terre agricole, les vestiges d'un béluga (*Delphinapterus leucas*) ont été mis à jour à St-Félix-de-Valois, près du détroit de l'Assomption (Harington *et al.*, sous presse). Le choix de St-Félix-de-Valois, qui se situe sur la marge nord du bassin champlainien, comme site d'étude s'est avéré judicieux afin de reconstituer l'environnement dans lequel ce béluga a vécu et s'est échoué. Une coupe stratigraphique faisant 3,15 m d'épaisseur (fig. 8), a été dégagée et seul le faciès d'inondation et le faciès de régression de la Mer de Champlain ont été observés à ce site. De ces deux faciès, trois unités ressortent (fig. 8).

L'unité 1, se situant à la base de la coupe, fait plusieurs mètres d'épaisseur. La base de cette unité n'a pas été atteinte et il est difficile d'en déterminer l'épaisseur totale. L'unité 1 consiste en argiles marines très fines de couleur bleuâtre avec des intercalations de petites lentilles de sable d'environ 2 cm d'épaisseur par 5 cm de largeur à son sommet.

À la base de l'unité 2, les restes fossiles du béluga (*Delphinapterus leucas*) ont été trouvés, soit à 112 cm de profondeur sous la surface du sol actuel (cf. Harington *et al.*, sous presse). L'unité 2 fait environ une trentaine de centimètres d'épaisseur. Celle-ci se caractérise par une alternance centimétrique de lits silto-argileux et de lits sableux (fig. 8). De petites lentilles de sables ont été observées dans des lits silto-argileux de couleur brune. Les sédiments de l'unité 2 sont de couleur beaucoup plus pâle que ceux de l'unité 1, les lits sableux y sont brun orangé, ce qui est probablement dû à l'oxydation plus prononcée de l'unité 2. Le delta de l'Assomption, se trouvant à proximité, a probablement marqué la

sédimentation de la région et du site de St-Félix-de-Valois et contribué au caractère grossier des dépôts (Harington *et al.*, sous presse).

L'unité 3 fait environ 90 cm d'épaisseur, au sommet de la coupe stratigraphique. Celle-ci est composée d'argiles marines, de couleur bleuâtre à la base. Le sommet se caractérise par un sol contemporain de couleur brunâtre composé d'argiles marines remaniées par l'activité agricole.

Lors de l'échantillonnage, nous avons prélevé des sections de la coupe faisant environ 2 cm d'épaisseur. À la base de la coupe, l'unité 1, entre 0 cm et 197 cm, a été échantillonnée selon des intervalles de 30 cm et de 5 cm. Les 120 centimètres du sommet de la coupe, soit les unités 2 et 3, ont été échantillonnés selon des intervalles variables (fig. 8). Dans l'unité 2, chacun des lits a été échantillonné, tandis que dans l'unité 3, seule la base a été échantillonnée selon des intervalles de 10 cm. Le reste des sédiments de l'unité 3 étant trop remanié, il ne nous a pas semblé opportun de poursuivre son échantillonnage.

#### 1.1.4 St-Césaire

Les dépôts sédimentaires de la coupe de St-Césaire (fig. 10), situés à l'ouest de la rivière Yamaska, sont depuis longtemps exposés par des excavations. Lassalle (1981), Lasalle *et al.* (1982), Prichonnet *et al.* (1987) et de Vernal *et al.* (1989) ont décrit la séquence sédimentaire de cette coupe stratigraphique. De la base au sommet, 7 unités sont distinguées. À la base de la séquence, les unités 1 et 2 sont composées respectivement de sables fluvio-glaciaires et d'un diamicton qui sont surmontés par l'unité 3 (0 à 50 cm) composée de rythmites pouvant être associées aux varves de Chambly (Lasalle *et al.*, 1982). Cette unité se serait mise en place dans un environnement lacustre. L'unité 4, de 50 à 195 cm, est composée d'une boue sableuse grise riche en foraminifères, démontrant un passage progressif entre un milieu lacustre et un milieu marin. Les sédiments mis en place dans l'unité 4 représenteraient un faciès marin relativement profond, de l'ordre de 100 m (Occhietti *et al.*, 2001). L'unité 5,

de 195 cm à 300 cm, se caractérise par une boue sableuse coquillière composée majoritairement de pélécy-podes, d'ostracodes marins et de foraminifères. Les assemblages faunistiques présentent les caractéristiques d'une diminution de la tranche d'eau. L'unité 6, de 300 cm à 330 cm, renfermant un assemblage faunistique moins riche que l'unité 5, est toujours composée de boue sableuse. Enfin l'unité 7, au-dessus de 330 cm, présente les faciès d'exondation de la Mer de Champlain, où s'accumulent sable et graviers en différentes figures de courant (de Vernal *et al.*, 1989). En tout, 22 échantillons ont été prélevés de la coupe dans les unités 3 à 6 selon des intervalles relativement réguliers de 10 à 20 cm.

#### 1.1.5 Lac Hertel

Le site du Lac Hertel se situe sur le Mont St-Hilaire, qui fait partie des Montérégiennes. C'est la plus haute des collines dans les Basses-Terres du St-Laurent, qui atteint 411 m d'altitude. Le Mont St-Hilaire abrite plusieurs dépressions, celle du lac Hertel étant la plus importante et couvrant 3100 m<sup>2</sup>. Le lac qui a une altitude de 169 m, se trouvait à environ 20 à 30 m sous la limite marine maximale de la Mer de Champlain. Aujourd'hui, le lac renferme plus de 10 m de sédiments qui ont été étudiés par Lasalle (1966), Occhietti et Richard (2003) et Richard et Occhietti (2005). Lasalle (1966) a fait des carottages dans le centre du lac et n'a pas identifié de sédiments marins, bien que certaines illustrations qu'il a publiées correspondent à des kystes de dinoflagellés. Occhietti et Richard (2003) ont fait des carottages dans la partie la plus profonde du lac, qui est décentrée vers le sud-ouest, et y ont trouvé des sédiments marins. Plus d'une douzaine de carottes ont été prélevées à l'aide d'un carottier de type Livingstone (Deevey, 1965) muni d'un tube cylindrique de 5 cm de diamètre et d'une longueur de 1 m. Afin d'obtenir une séquence stratigraphique complète des sédiments du lac Hertel, les carottes sont corrélées entre elles à partir de courbes polliniques, de la perte au feu et sur des bases visuelles (cf. Occhietti et Richard, 2003). Une séquence composite est identifiée par le sigle HERCX (carotte du lac HERTel, Centrale, combinée X; cf. Occhietti et Richard, 2003).



La séquence composite a plus de 10 m de long. La base du Lac Hertel est occupée par un till. Au-dessus du till, se trouvent environ 40 cm de sédiments inorganiques qui sont sans doute d'origine glacio-lacustre (unité 1), puis 85 cm de sédiments marins abritant une microfaune de pélécytopodes et de foraminifères (unité 2 ; fig. 12, 13). Le tout est surmonté par 8,3 m de sédiments lacustres qui deviennent de plus en plus organiques vers le sommet de la séquence (unité 3 ; Occhietti et Richard 2003). La section marine de la séquence a été échantillonnée en continu tous les centimètres.

#### 1.1.6 Casselman

Au site de Casselman, Rodrigues (1988, 1992) a décrit une coupe stratigraphique de 4 unités, d'une épaisseur totale d'environ 440 cm, surmontant les calcaires du Paléozoïque (fig. 15). L'unité 1 est un diamicton wisconsinien, l'unité 2, d'une épaisseur de 95 cm, est composée de rythmites de silts et d'argile représentant un environnement lacustre. Une transition graduelle entre l'unité 2 et l'unité 3 se fait sur une épaisseur de 18 cm. L'unité 3, d'une épaisseur de 280 cm, se compose d'une argile massive de couleur grise. La transition de l'unité 3 à l'unité 4 paraît graduelle sur une épaisseur de 17 cm. L'unité 4, qui compose les 30 cm du sommet de la coupe, se caractérise par des lits de silts et d'argile rouges et gris. Toutes les unités de la coupe ont été échantillonnées selon des intervalles de 10 ou 15 cm.

#### 1.2 Préparation et analyses palynologiques

Au laboratoire, tous les échantillons ont été préparés pour l'analyse palynologique selon le même protocole :

1. Une capsule de spores de *Lycopodium* est incorporée à chaque échantillon d'environ 5 cm<sup>3</sup> de sédiments. Les spores de *Lycopodium*, qui sont utilisées comme grains marqueurs (Matthews 1969), permettent le calcul des concentrations lors du dénombrement des palynomorphes.

2. Tamisage humide à 10 et 106  $\mu\text{m}$  afin d'éliminer les silts et argiles fines ainsi que les sables grossiers.
3. Traitement à l'acide chlorhydrique (HCl à 10%) pour dissoudre les carbonate et attaque à l'acide fluorhydrique (HF à 49%) afin de détruire les minéraux siliceux. Ces traitements chimiques sont fait à chaud afin d'optimiser la réaction et d'obtenir de meilleurs résultats lors des analyses (de Vernal *et al.*, 1999). Aucun traitement servant à dissoudre la matière organique (traitement à la potasse KOH – 10%) n'est utilisé lors de la préparation des échantillons afin de ne pas endommager la membrane de certains dinokystes, comme les kystes de *Protoperidinium* (de Vernal *et al.*, 1999).
4. Les culots de matière organique sont montés entre lame et lamelle dans une gelée glycinée.

L'analyse des lames est réalisée au microscope optique à lumière transmise, selon des grossissements de 400 X à 1000 X. Les palynomorphes analysés incluent les kystes de dinoflagellés, les réseaux organiques de foraminifères, les grains de pollen et les spores de ptéridophytes. Les dénombrements des dinokystes et des grains de pollen sont faits indépendamment jusqu'à une somme minimale de 300 individus chacun. Toutefois, certains échantillons ont livré très peu de palynomorphes, alors nous avons accepté de faibles comptages afin d'augmenter la résolution temporelle des analyses. Les échantillons dans lesquels les dénombrements de dinokystes sont inférieurs à 20 ont été rejetés des analyses statistiques à des fins de reconstitutions quantitatives. Le calcul des concentrations des palynomorphes est basé sur la méthode des grains marqueurs (Matthews 1969). La nomenclature des kystes de dinoflagellés incluant la désignation de certains morphotypes arctiques, suit celle qui est utilisée par de Vernal *et al.* (2001).

### 1.3 Préparation et analyse des microfaunes

Afin d'observer, d'identifier et de dénombrer les tests de foraminifères et les valves d'ostracodes, un tamisage humide à 106  $\mu\text{m}$  est réalisé sur chacun des échantillons, dont la

fraction supérieure à 106  $\mu\text{m}$  servira aux analyses. Un tamisage sec à 250  $\mu\text{m}$  et 150  $\mu\text{m}$  est réalisé sur la fraction supérieure à 106  $\mu\text{m}$  afin de séparer les différentes tailles de microfossiles.

Le dénombrement des foraminifères et ostracodes s'effectue à l'aide de la loupe binoculaire, dont le grossissement varie entre 60 X et 400 X. Le calcul des concentrations de foraminifères et ostracodes se fait sur la base du nombre d'individus par  $\text{cm}^3$  de sédiment humide. Certaines espèces de foraminifères, telles *Islandiella helenae*, *Elphidium excavatum* et *Cassidulina reniforme* sont extraites des échantillons, à l'aide d'un pinceau humide, aux fins d'analyses isotopiques ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$ ).

#### 1.4 Reconstitution des conditions de surface

La méthode des meilleurs analogues modernes permet, à partir d'assemblages de microfossiles, de reconstituer les conditions paléoenvironnementales. Cette méthode consiste à évaluer le degré de similarité entre les spectres modernes et les spectres fossiles (Guiot 1990). Pour chacun des assemblages fossiles, les cinq meilleurs analogues modernes, soit les spectres qui ont le degré de similarité le plus élevé, sont retenus pour faire des reconstitutions. Les valeurs environnementales des cinq sites où se trouvent les meilleurs analogues servent ensuite pour calculer une moyenne pondérée en fonction du degré de similarité. Cette moyenne fournit la reconstitution. Nous avons utilisé une banque de données modernes des assemblages de dinokystes incluant 1054 sites des moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord (Il s'agit d'une mise à jour de la base de données  $n=940$  qui est archivée sur le site web du GÉOTOP; cf. aussi de Vernal *et al.*, 2005). Les données environnementales qui sont reconstituées incluent la température et la salinité des eaux de surface de la saison estivale (été) ainsi que la durée saisonnière de glace de mer. Un total de 61 taxons, après regroupement, ont été utilisés pour les comparaisons. Les procédures que nous avons utilisées sont décrites par de Vernal *et al.* (2005). Des tests de validation permettent d'évaluer la fiabilité des reconstitutions, qui s'établit à  $\pm 1,8^\circ\text{C}$  et 1,7 psu pour la

température et la salinité estivales et à  $\pm 1,1$  mois par an pour la glace de mer. Les assemblages de kystes de dinoflagellés des sites de St-Nicolas, St-Césaire, St-Félix-de-Valois, Ste-Monique-de-Nicolet, du Lac Hertel et de Casselman, ont fait l'objet de traitement de données statistiques permettant la reconstitution des conditions de surface des eaux de la Mer de Champlain.

## 2. LES RÉSULTATS

### 2.1 St-Nicolas

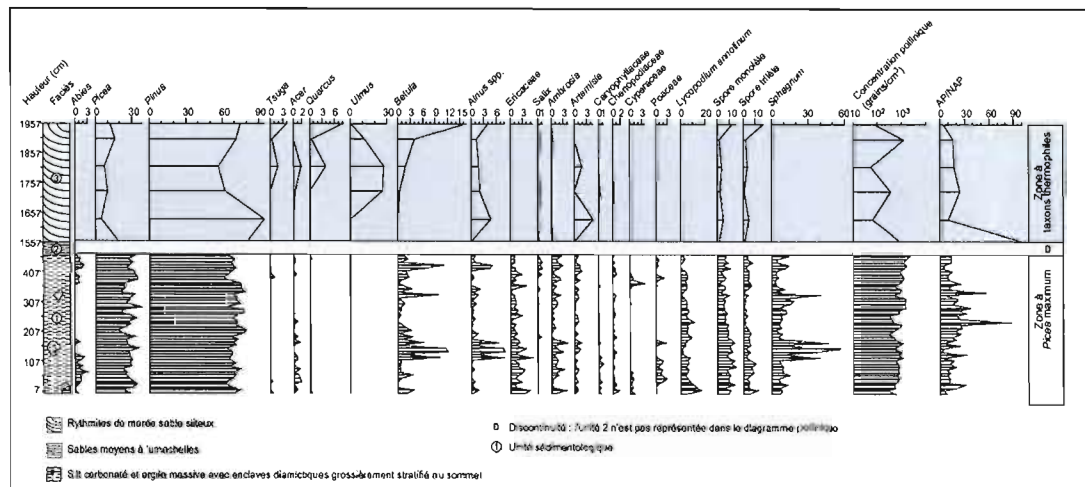
#### 2.1.1 Assemblages sporo-polliniques

Le pollen de taxons arboréens, dont font partie *Pinus* et *Picea*, est présent tout au long de la coupe et représente des apports polliniques de longue distance issus d'une forêt localisée plus au sud. Le contenu sporo-pollinique de la coupe de St-Nicolas (fig. 2) est relativement mal préservé : les grains de pollen semblent avoir subi une forte corrosion, surtout à la base de la séquence. Les concentrations sont faibles, de 200 à 1800 grains/cm<sup>3</sup>. Néanmoins, les pourcentages des principaux taxons permettent de distinguer 2 zones d'assemblage, comme suit.

Une zone à *Picea* (de 7 à 462 cm) couvre l'unité 1. *Picea* y est relativement constant (~30%). Toutefois, tout au long de l'unité 1, les assemblages polliniques présentent des variations dans les proportions des taxons. Les arbustes, dont *Betula* et *Alnus*, ainsi que les spores de *Sphagnum* enregistrent un maximum à 157 cm dans la coupe sédimentaire, pouvant refléter des variations dans les apports sporo-polliniques.

L'unité 2, de la coupe stratigraphique, n'est pas représentée dans le diagramme pollinique, parce qu'elle est stérile (Occhietti *et al.*, 2001).

L'unité 3 présente une zone à pollen thermophile (de 1557 à 1957 cm) qui se singularise par l'apparition d'essences thermophiles, dont le chêne, l'orme et la pruche.



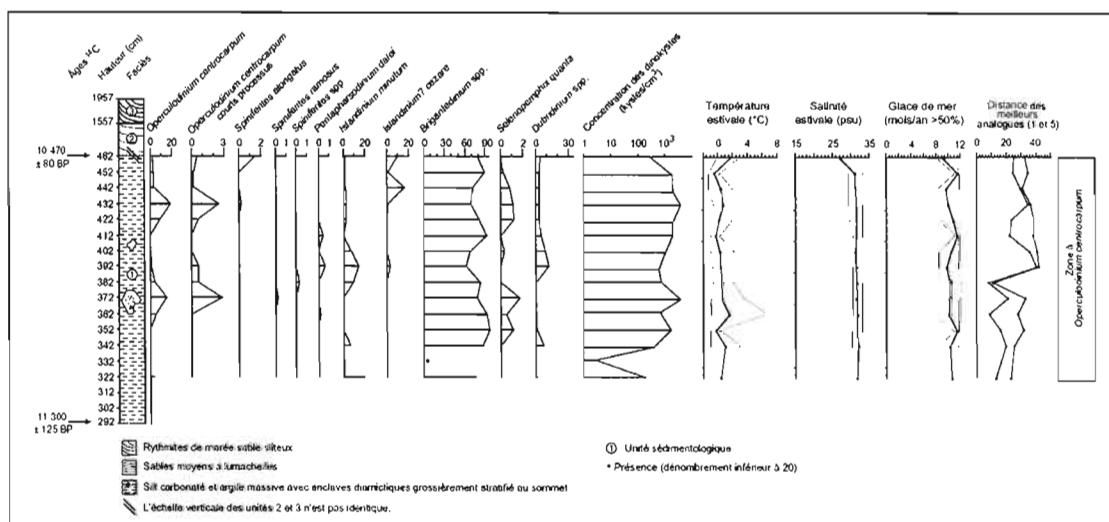
**Figure 2:** Diagramme simplifié des assemblages sporo-polliniques au site de St-Nicolas. La hauteur de la coupe et les différentes unités lithostratigraphiques sont présentées à gauche de la figure. Les concentrations polliniques, le rapport pollen arboréen sur pollen non-arboréen (AP/NAP) et la zonation pollinique établie à ce site sont indiqués à droite.

### 2.1.2 Assemblages de foraminifères

Seul le sommet de l'unité 1 a livré des assemblages de foraminifères. Les concentrations n'y dépassent pas 80 individus par  $\text{cm}^3$ . Lors du décompte on note une co-dominance de *Cassidulina reniforme* et d'*Islandiella helenae* (fig. 3). Les proportions de *Cassidulina reniforme* diminuent de la base au sommet, alors que celles d'*Islandiella helenae* et des taxons secondaires augmentent. *Elphidium excavatum clavata* est constant tout au long de la série dans des proportions d'environ 10%. Une co-dominance de *Cassidulina reniforme* et d'*Islandiella helenae* ainsi qu'une présence d'*Elphidium excavatum clavata* est signe d'un environnement assez profond (Corliss *et al.*, 1982; Guilbault, 1993). Elle indiquerait également des salinités relativement élevées, entre 24 et 34 psu (cf. Rodrigues, 1992; Rodrigues et Vilks, 1994).



mers arctiques comme la mer de Beaufort ou la Baie d'Hudson. La reconstitution quantitative indique une température estivale de l'eau d'environ 0°C, une salinité de 31 psu et une durée saisonnière de glace de mer variant entre 8 et 12 mois par an (cf. fig. 4).



**Figure 4:** Diagramme des assemblages de kystes de dinoflagellés et reconstitutions hydrographiques au site de St-Nicolas. Les âges font référence à une chronologie  $^{14}\text{C}$  conventionnelle (cf. Occhietti *et al.*, 2001; Tableau 2). La hauteur de la coupe et les différentes unités lithostratigraphiques sont présentées à gauche de la figure. Les concentrations de dinokystes sont indiquées à droite des pourcentages des taxons. Les reconstitutions de température, salinité et glace de mer sont présentées à droite. La distance des meilleurs analogues peut constituer un indice de la similarité des analogues modernes et donc de la fiabilité des reconstitutions. Le seuil au-delà duquel il s'agit d'une situation de non-analogue est de 76,4 avec la base de données ( $n=1054$ ) utilisée ici.

## 2.2 Ste-Monique-de-Nicolet

### 2.2.1 Assemblages sporo-polliniques

À la base de la coupe (fig. 5), les concentrations polliniques sont relativement élevées (1700-4600 grains  $\text{cm}^3$ ), mais diminuent au sommet (100-300 grains  $\text{cm}^3$ ). Ce changement



dans les concentrations ainsi que la nature des assemblages permet la distinction de deux zones polliniques. Toutefois, comme la somme pollinique est faible (inférieure à 100 grains) au sommet de la coupe, les assemblages sporo-polliniques sont représentés en pointillés.

Une zone à herbacées (10-195 cm) renferme des proportions élevées de pollen de taxons herbacés (>15%) et arbustifs (~23%). *Abies* est représenté en faibles proportions (~1%).

Au-dessus, on distingue une zone à *Picea* (195-330 cm) qui se caractérise par une diminution considérable de la concentration, des pourcentages de pollen de plantes arbustives et herbacées, ainsi que par l'augmentation des spores de ptéridophytes. Les taxons arboréens augmentent, en particulier les gymnospermes *Pinus* (60%) et *Picea* (30%). *Abies* n'est pas présent de façon significative, contrairement à la zone sous-jacente.

### 2.2.2 Assemblages de dinokystes et reconstitutions hydrographiques

D'après Rodrigues (1992) les premiers 70 cm à la base de la coupe stratigraphique (fig. 6) représenteraient un milieu d'eau douce ou très dessalée. Les foraminifères sont en effet absents de 0 à 38 cm, et les dénombrements sont très faibles entre 38 et 70 cm. Les kystes de dinoflagellés sont très rares à la base de la séquence et leur concentration augmente à partir de 90 cm dans la coupe, soit un niveau dans lequel une datation  $^{14}\text{C}$  sur coquille de *Portlandia arctica* a livré un âge de  $11\,530 \pm 90$  BP (cf. Rodrigues, 1992). Les assemblages de dinokystes peuvent être divisés en deux zones distinctes.

Figure 1: Stratigraphic correlation chart of the upper part of the Cenozoic in the Paris Basin. The chart displays stratigraphic columns for various locations (A, B, C, D, E, F, G, H, I, J, K, L, M, N, O, P, Q, R, S, T, U, V, W, X, Y, Z) and a series of correlation lines. The vertical axis represents depth in meters (0 to 11940) and age in millions of years (0 to 119.40). The horizontal axis represents distance from the Paris Basin (0 to 50 km). The chart is divided into two main sections: 'Zone A' (0 to 11940 m) and 'Zone B' (11940 to 190 BP). The legend indicates: Argile massive (solid black), Lits de sable et d'argile (dotted), Sable et gravier (horizontal lines), and Unité sédimentologique (circle with a dot). The correlation lines show the relationship between the stratigraphic columns and the distance from the Paris Basin.

**Figure 6:** Diagramme des assemblages de dinokystes et reconstitutions hydrographiques au site de Ste-Monique-de-Nicolet. L'âge fait référence à une chronologie  $^{14}\text{C}$  conventionnelle (cf. Rodrigues, 1992; Tableau 2). La hauteur de la coupe et les différentes unités lithostratigraphiques sont présentées à gauche de la figure. Les concentrations de dinokystes sont indiquées à droite des pourcentages des taxons. Les reconstitutions de température, salinité et glace de mer sont présentées à droite. La distance des meilleurs analogues peut constituer un indice de la similarité des analogues modernes et donc de la fiabilité des reconstitutions. Le seuil au-delà duquel il s'agit d'une situation de non-analogue est de 76,4 avec la base de données (n=1054) utilisée ici.

Une zone à *Brigantedinium* spp. et *Islandinium minutum* (90-230 cm) est accompagnée d'*Islandinium? cezare*. Les conditions que l'on peut déduire seraient plutôt rigoureuses et on reconstitue des températures estivales d'environ 1°C, une salinité d'environ 30 psu et un couvert de glace de près de 10 mois par an. *O. centrocarpum* et des spécimens appartenant à ses variétés arctiques sont présents, mais en faibles proportions. Les concentrations sont d'environ 1000 dinokystes/cm<sup>3</sup>.

Au-dessus, une zone à *Operculodinium centrocarpum* et *Spiniferites elongatus* (230-330 cm) accompagnés de *Spiniferites ramosus* indiquerait une amélioration des conditions thermiques. Les températures estivales que l'on reconstitue sont en moyenne de 3°C, la salinité de 31 psu et la durée du couvert de glace d'environ 8 mois par an.

## 2.3 St-Félix-de-Valois

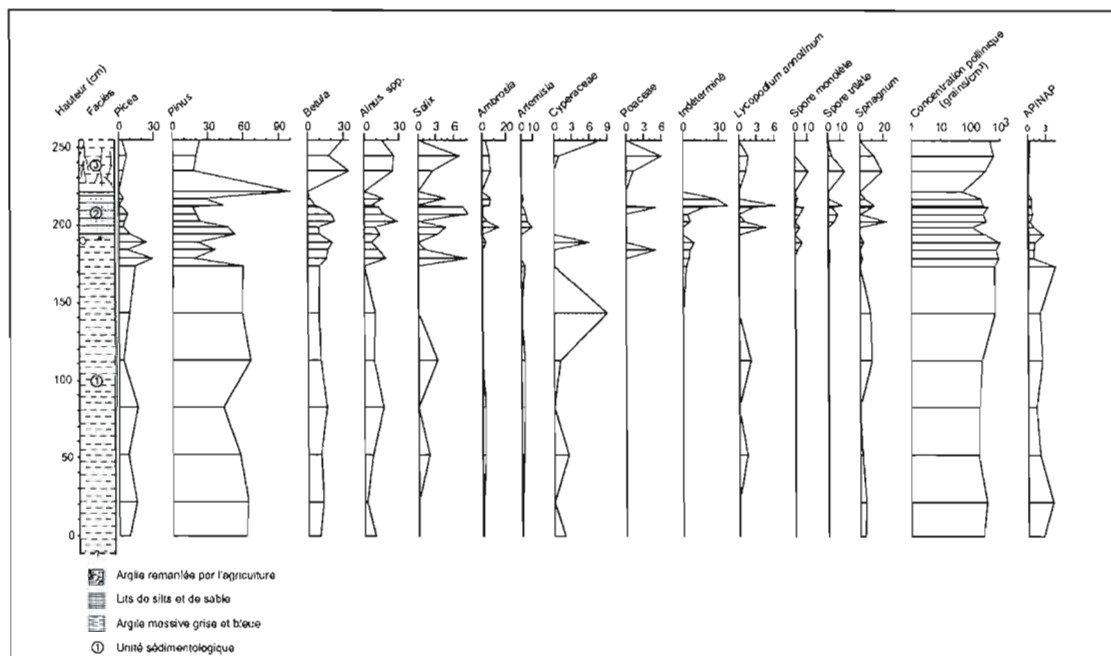
### 2.3.1 Assemblages sporo-polliniques

Dans les sédiments de St-Félix de Valois, les concentrations polliniques sont assez faibles et la préservation des grains est médiocre, surtout dans le faciès sableux. De façon générale, outre *Pinus*, les taxons herbacés et arbustifs dominant (fig. 7).

En raison de la mauvaise préservation des grains et de la variabilité des assemblages dans la partie sommitale de la coupe, il est difficile d'établir une zonation. L'ensemble de la série pourrait être associée à une zone à herbes et arbustes et pourrait évoquer une végétation de toundra.

Le delta de l'Assomption est peut-être à l'origine d'apport sédimentaires rendant compte du caractère irrégulier des assemblages. Les palynomorphes terrestres (grains de pollen) résulteraient d'apports fluviaux assez locaux. Le site de St-Félix-de-Valois est en

marge nord du bassin champlainien à environ 1 kilomètre de la côte (cf. Harington *et al.*, sous presse). Le front du glacier se retirant au nord ne permet pas les apports de longue distance du côté nord.



**Figure 7:** Diagramme simplifié des assemblages sporo-polliniques au site de St-Félix-de-Valois. La hauteur de la coupe et les différentes unités stratigraphiques sont présentées à gauche de la figure. Les concentrations et le rapport pollen arboréen sur pollen non-arboréen (AP/NAP) sont indiqués à droite.

### 2.3.2 Assemblages de foraminifères

Aucun foraminifère n'a été observé au site de St-Félix-de-Valois. Toutefois les réseaux organiques sont abondants, démontrant ainsi que des microfaunes à foraminifères se sont développées mais qu'il y a eu dissolution de leurs tests carbonatés ou du ciment inter-grains de tests agglutinants.

### 2.3.3 Assemblages de dinokystes et reconstitutions hydrographiques

Entre 0 et environ 1 m de profondeur, sous la surface, le sol est remanié par les activités agricoles, les analyses ne sont donc pas utilisables. En deçà de 1 m, les assemblages de kystes de dinoflagellés forment deux zones distinctes dans la coupe sédimentaire de St-Félix-de-Valois (fig. 8).

Une zone à *Brigantedinium* spp. et *Islandinium* (0-155 cm) est présente à la base de la coupe. Les concentrations y sont faibles (<1000 grains/cm<sup>3</sup>) et l'assemblage est dominé par *Brigantedinium* spp. (>80%), *Islandinium minutum* (~10%) et *Islandinium? cezare* (~20%). *Operculodinium centrocarpum* est également présent, mais dans de faibles proportions (<20%). Les conditions hydrographiques qui sont estimées à partir de cet assemblage sont rigoureuses avec une température estivale entre 0° et 2°C, une salinité d'environ 31 psu et une durée du couvert de glace d'environ 10 mois par an.

La zone à *Operculodinium centrocarpum* et *Spiniferites elongatus* (155-212 cm) présente des concentrations plus élevées pouvant atteindre plus de 10 000 kystes/cm<sup>3</sup>. *Operculodinium centrocarpum* domine l'assemblage à près de 90% et indiquerait des conditions un peu plus clémentes. On estime la température estivale à environ 3°C, une salinité relativement stable (~32 psu) et un couvert de glace diminuant à 8 mois par an.

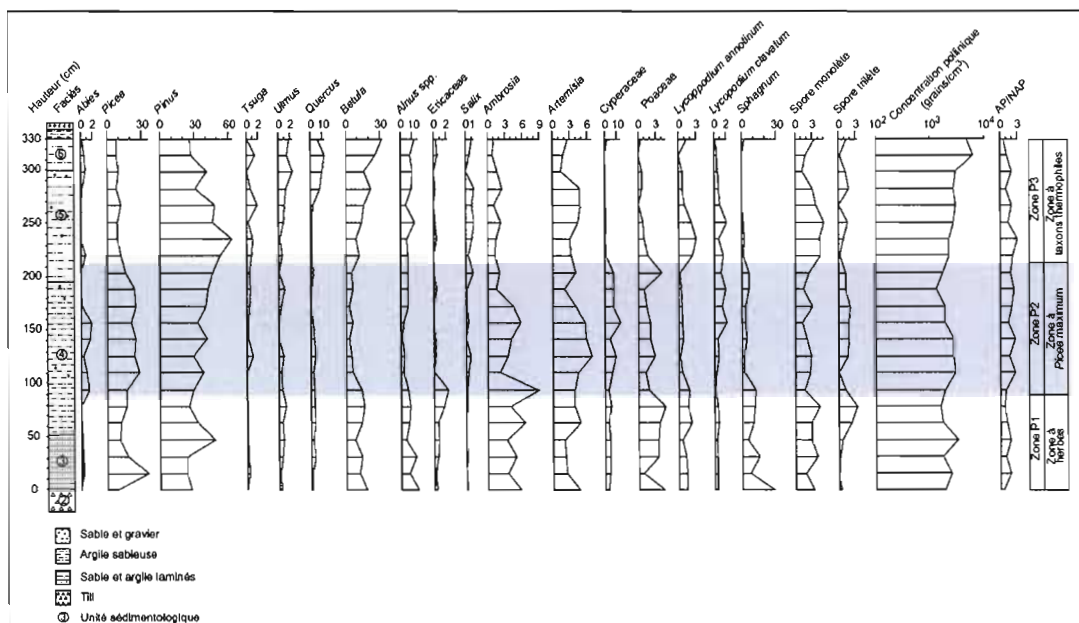


Une zone à herbacées (P1) (0-90 cm) couvre les sédiments lacustres et marins du début de la phase champlainienne correspondant aux unités lithostratigraphiques 3 et 4 (de Vernal *et al.*, 1989; Rodrigues, 1992). Les proportions de taxons d'herbacées de *Betula* et d'*Alnus* sont relativement élevées, ainsi que les pourcentages de *Sphagnum* qui enregistre un maximum à 30%. Cette zone a été associée à un couvert végétal de type toundra arbustive (cf. de Vernal *et al.*, 1989). Les gymnospermes sont présents en faibles proportions (20% pour *Pinus* et 15% pour *Picea*) évoquant des apports lointains de milieux forestiers.

Une zone à *Picea* (P2) (90-215 cm) se singularise par des proportions de grains de pollen de *Pinus* et *Picea* qui augmentent au détriment des grains de pollen arbustifs. *Picea* atteint un maximum de pourcentage d'environ 30% et *Abies* est également présent de façon significative (~1%).

Enfin, une zone à essences thermophiles (P3) (215-330 cm) couvre les unités 5 et 6 de la coupe. De la base au sommet de la zone, les taxons à caractère plus thermophile tel que *Betula*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tsuga*, *Alnus* et *Salix* augmentent, alors que les taxons herbacés déclinent (<10%). Le pollen arboréen est présent en plus faible proportion que dans les zones sous-jacentes. Les pourcentages de *Pinus* passent de 60% à la base, à moins de 30% au sommet, et les proportions de *Picea* restent relativement faibles (~10%).





**Figure 9:** Diagramme simplifié des assemblages sporo-polliniques au site de St-Césaire (modifié d'après de Vernal *et al.*, 1898). La hauteur de la coupe et les différentes unités stratigraphiques sont présentées à gauche de la figure. Les concentrations, le rapport pollen arboréen sur pollen non-arboréen (AP/NAP) et la zonation pollinique établie à ce site (cf. de Vernal *et al.*, 1989) sont indiqués à droite.

#### 2.4.2 Assemblages de dinokystes et reconstitutions hydrographiques

La base de la coupe stratigraphique (entre 0 et 45 cm) se trouve dans la portion lacustre du Lac Candona (cf. Rodrigues, 1992), et les kystes de dinoflagellés sont rares en dessous de 85 cm (fig. 10). Au-dessus, les dinokystes ont une faible diversité taxonomique, mais sont abondants (1000 - 36 000 kystes/cm<sup>3</sup>) et ont permis de définir quatre zones comme suit :

(1) Zone à *Brigantedinium* spp. et *Islandinium minutum* (D1) (85-140 cm) : cet assemblage est dominé principalement par *Brigantedinium* spp. (~50%). *Operculodinium centrocarpum* et ses différents morphotypes ainsi que *Islandinium? cezare* représentent ~30% et ~20% respectivement. *Selenopemphix quanta* est également présent (<1%). Les meilleurs

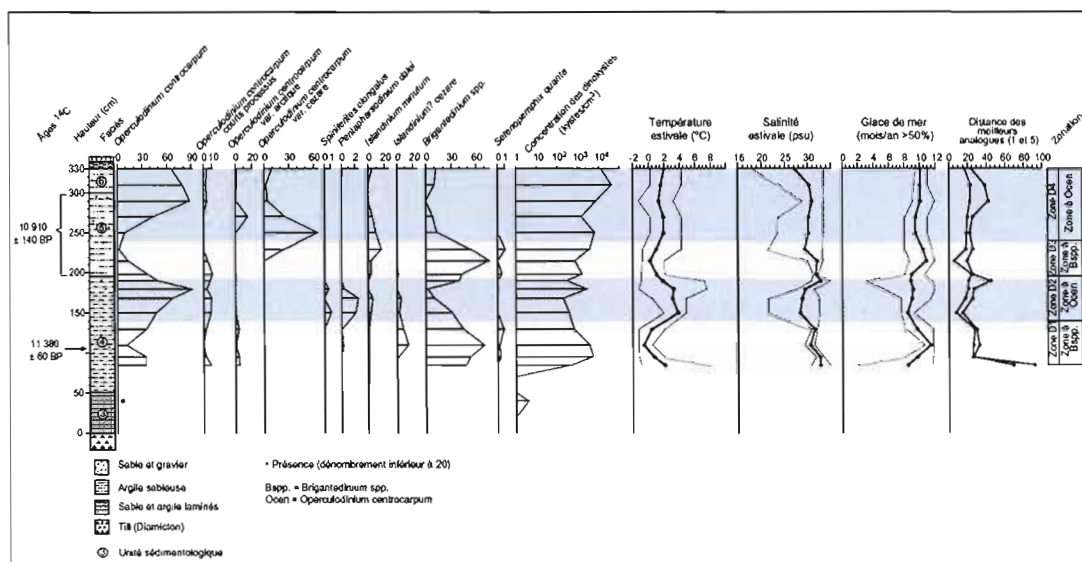


analogues qui sont issus de l'ouest de l'Arctique permettent de reconstituer des conditions très froides avec des températures estivales de près de 0°C, une salinité de 31 psu et une durée du couvert de glace de près de 11 mois par an.

(2) Zone à *Operculodinium centrocarpum* et *Spiniferites elongatus* (D2) (140-195 cm) : *Brigantedinium* spp. (<30%) et *Islandinium? cezare* (<10%) diminuent pour céder la place à *Operculodinium centrocarpum* (>60%) et à sa variété à courts processus. *Spiniferites elongatus*, *Pentapharsodinium dalei* et *Islandinium minutum* apparaissent de façon notable. Des conditions plus clémentes sont à l'origine de ce type d'assemblage. On reconstitue des températures estivales de 3°C en moyenne, une salinité de 28 psu et un couvert de glace de mer de 8 mois par an.

(3) Zone à *Brigantedinium* spp. (D3) (195-240 cm) : la zone D3 est similaire à la zone D1 tant au point de vue des assemblages de dinokystes qu'au point de vue des reconstitutions hydrographiques. *O. centrocarpum* est faiblement représenté alors que les taxons *Brigantedinium* spp. et *Islandinium minutum* dominent l'assemblage. *Selenopemphix quanta* enregistre des proportions similaires à celles de la zone D1 ainsi que *Operculodinium centrocarpum* var. *cezare*. Les reconstitutions indiquent une récurrence des conditions froides avec des températures estivales d'environ 1°C, une salinité de ~33 psu et un couvert de glace de mer durant près de 10 mois par an.

(4) Zone à *Operculodinium centrocarpum* et sa variété *cezare* (D4) (240-330 cm) : *Operculodinium centrocarpum* et ses différentes variétés arctiques dominent l'assemblage à près de 90%. À la base de cette zone, *Operculodinium centrocarpum* var. *cezare* domine l'assemblage à 60%, *O. centrocarpum* domine le sommet de la zone à 90%. *Brigantedinium* spp. et *Islandinium minutum* sont présents à ~10% et 0-5% respectivement. Les conditions climatiques résultant de cet assemblage sont similaires aux conditions climatiques de la zone D2 à *Operculodinium centrocarpum* et *Spiniferites elongatus*. La température estivale que l'on reconstitue est en moyenne de 2°C, la salinité de 30 psu et la durée du couvert de glace de mer de 10 mois par an.



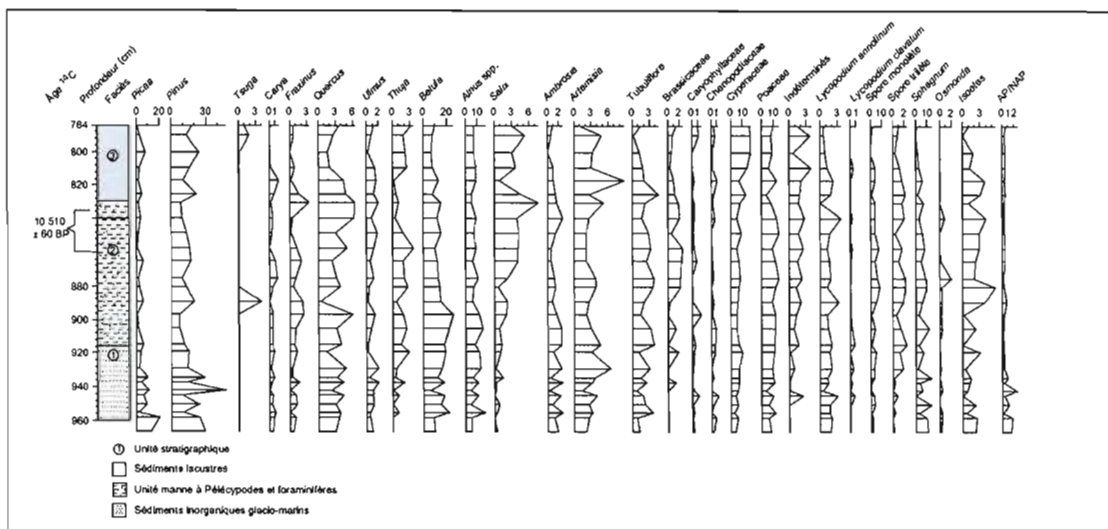
**Figure 10:** Diagramme des assemblages de dinokystes (modifié de Vernal *et al.*, 1989) et reconstitutions hydrographiques au site de St-Césaire. Les âges font référence à une chronologie  $^{14}\text{C}$  conventionnelle (cf. de Vernal *et al.*, 1989; Tableau 2). La hauteur de la coupe et les différentes unités lithostratigraphiques sont présentées à gauche de la figure. Les concentrations de dinokystes sont indiquées à droite des pourcentages des taxons. Les reconstitutions de température, salinité et glace de mer sont présentées à droite ainsi qu'une zonation des assemblages de dinokystes. La distance des meilleurs analogues peut constituer un indice de la similarité des analogues modernes et donc de la fiabilité des reconstitutions. Le seuil au-delà duquel il s'agit d'une situation de non-analogue est de 76,4 avec la base de données ( $n=1054$ ) utilisée ici.

## 2.5 Lac Hertel

### 2.5.1 Assemblages sporo-polliniques

Les assemblages polliniques du Lac Hertel sont bien connus à la suite des travaux de Lasalle (1966), Muller *et al.* (2003), ainsi que Richard et Occhietti (2005). Nous n'avons donc pas procédé à l'analyse pollinique, mais nous avons emprunté les données de Richard et Occhietti (2005) pour illustrer les assemblages sur la Figure 11. Les assemblages se

distinguent par une diversité taxonomique élevée, en particulier pour ce qui concerne les taxons herbacés. Des sources polliniques locales en rendent sans doute compte.

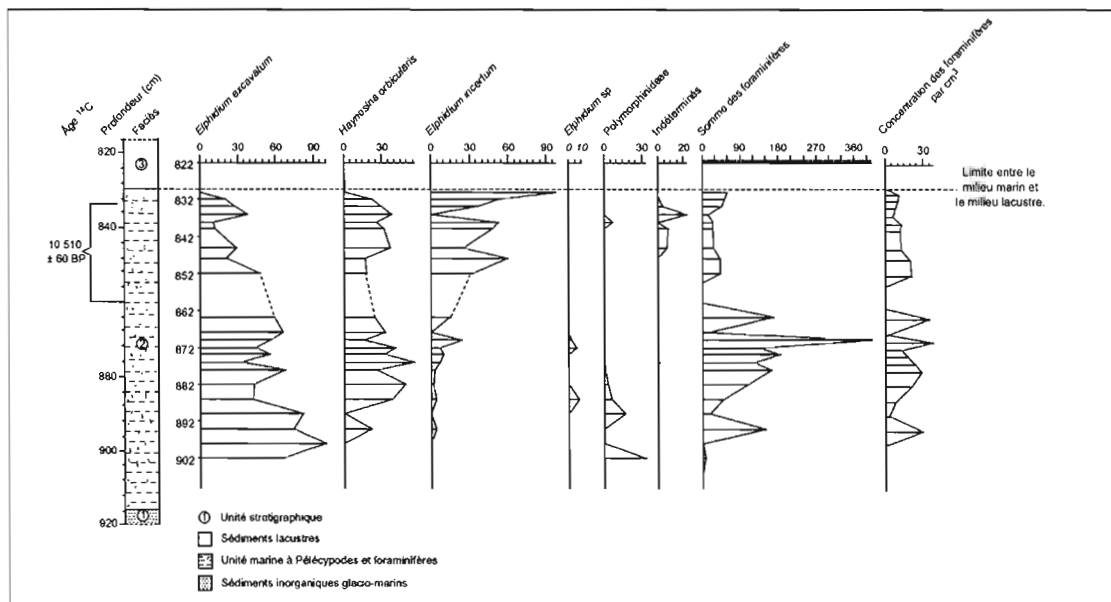


**Figure 11:** Diagramme des assemblages sporo-polliniques au site du Lac Hertel résumé à partir des données de Richard et Occhietti (2005). La profondeur de la carotte et les différentes unités stratigraphiques sont présentées à gauche de la figure. L'âge  $^{14}\text{C}$  fait référence à une chronologie  $^{14}\text{C}$  conventionnelle sur matière organique terrestre (cf. Occhietti et Richard, 2003; Tableau 2). Le rapport pollen arboréen sur pollen non-arboréen (AP/NAP) est indiqué à droite.

### 2.5.2 Assemblages de Foraminifères :

La portion marine de la séquence sédimentaire du Lac Hertel (830-914 cm) contient des foraminifères. Toutefois les concentrations des tests de foraminifères sont faibles, ne dépassant pas plus de 30 individus par  $\text{cm}^3$ . Les décomptes de populations ont révélé une dominance d'*Elphidium* spp. et d'*Haynesina orbicularis* (fig. 12). Ce type d'assemblage est généralement associé à un environnement peu profond et à des salinités inférieures à 24 psu (cf. Rodrigues, 1992; Vilks et Rodrigues, 1994). À la base de l'unité marine *Elphidium excavatum* est présent à près de 90%, diminuant vers le sommet à environ 30%, au profit du taxon *Elphidium* cf. *incertum*, qui n'est présent qu'à 5% à la base, augmentant à plus de 50%

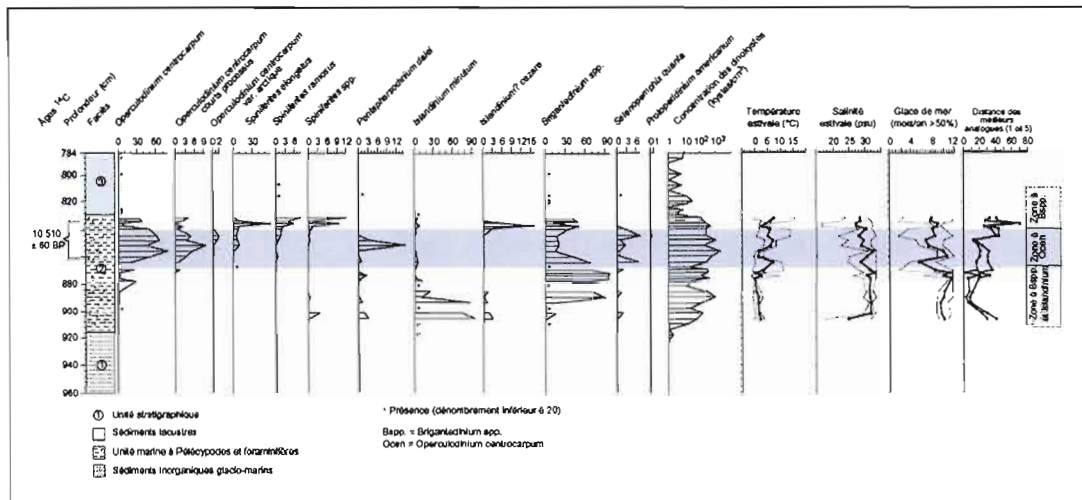
au sommet. Un changement environnemental, comme une baisse de la salinité, est probablement à l'origine de ce changement dans les assemblages.



**Figure 12:** Diagramme des assemblages de foraminifères au site du Lac Hertel. L'âge fait référence à une chronologie  $^{14}\text{C}$  conventionnelle sur matière organique terrestre (cf. Occhietti et Richard, 2003; Tableau 2). La profondeur de la carotte et les différentes unités stratigraphiques sont présentées à gauche de la figure. La somme et les concentrations de foraminifères sont indiquées à droite.

### 2.5.3 Assemblages de dinokystes et reconstitutions hydrographiques

On ne relève la présence de kystes de dinoflagellés au Lac Hertel que dans la portion marine des carottes (fig. 13). La portion marine se situe entre 830 cm et 914 cm de profondeur et peut se diviser en trois zones distinctes du point de vue des assemblages de dinokystes. Les concentrations sont relativement faibles tout au long de la carotte et varient entre 100 et 1000 dinokystes/cm<sup>3</sup>.



**Figure 13:** Diagramme des assemblages de dinokystes et reconstitutions hydrographiques au site du Lac Hertel. L'âge fait référence à une chronologie  $^{14}\text{C}$  conventionnelle sur matière organique terrestre (cf. Occhietti et Richard, 2003; Tableau 2). La profondeur de la carotte et les différentes unités stratigraphiques sont présentées à gauche de la figure. Les concentrations de dinokystes sont indiquées à droite des pourcentages des taxons. Les reconstitutions de température, salinité et glace de mer sont présentées à droite. La distance des meilleurs analogues peut constituer un indice de la similarité des analogues modernes et donc de la fiabilité des reconstitutions. Le seuil au-delà duquel, il s'agit d'une situation de non-analogue est de 76,4 avec la base de données ( $n=1054$ ) utilisée ici.

À la base de la série marine, on distingue une zone à *Brigantedinium* spp. et *Islandinium minutum* (D1) (868-914 cm). Cette zone est dominée par *Islandinium minutum* (~90%) à la base et *Brigantedinium* spp. (~90%) au sommet. Les conditions qu'on en déduit sont rigoureuses, soit une température estivale de  $0^{\circ}\text{C}$ , une salinité de 32 psu et un couvert de glace de mer de plus de 10 mois par an.

Une zone à *Operculodinium centrocarpum* et *Spiniferites elongatus* (D2) (840-868 cm) est distinguée. *Islandinium minutum* et *Brigantedinium* spp. diminuent et laissent place à *Operculodinium centrocarpum* et ses variétés arctiques, *Pentapaharsodinium dalei* et *Selenopemphix quanta*. L'assemblage permet de reconstituer des conditions climatiques plus favorables. La température augmente à  $4^{\circ}\text{C}$ , la salinité diminue à 29 psu et la durée du couvert de glace de mer s'établit autour de 8 mois par an.

Enfin, on observe une zone de transition (D3) (830-840 cm) avec un assemblage qui se singularise par la co-occurrence d'*Operculodinium centrocarpum* et ses variétés arctiques, de *Brigantedinium* spp. et de *Spiniferites* spp. Cet assemblage correspondrait à des températures croissantes (jusqu'à 6°C en été), une diminution de la salinité (~27 psu) et du couvert de glace de mer (~6 mois par/an).

Au-dessus de 830 cm, le milieu devient lacustre et, de ce fait, les kystes de dinoflagellés sont absents des dépôts sédimentaires. Cette transition est marquée par une augmentation de palynomorphes dont les affinités seraient lacustres. Il s'agit d'*Halodinium* et du «Kyste M» (voir planche 7 dans l'annexe) qui atteignent des concentrations de 142 spécimens/cm<sup>3</sup> et de plus de 400 spécimens/cm<sup>3</sup> respectivement, à la fin de la phase champlainienne du site du lac Hertel.

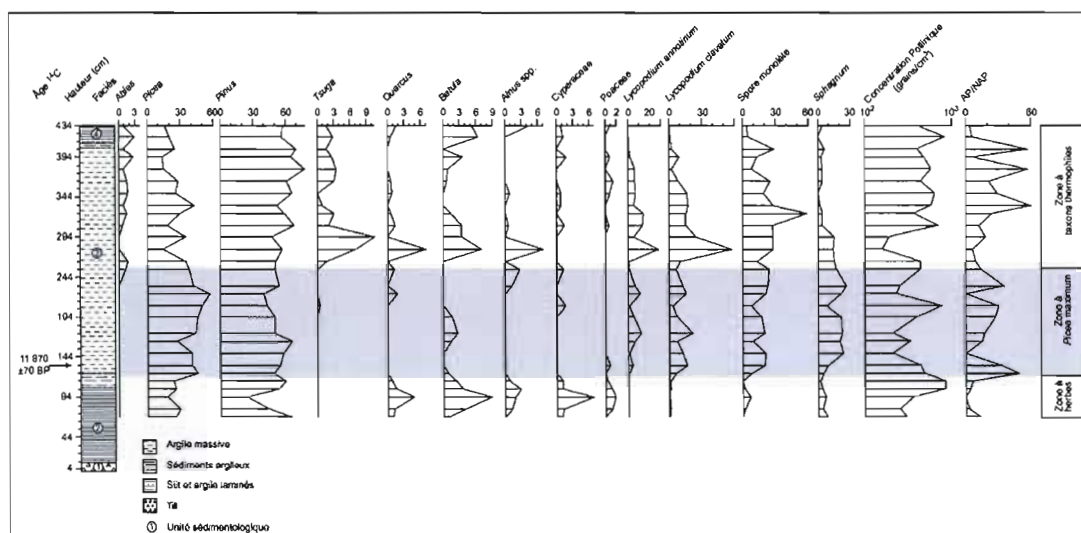
## 2.6 Casselman

### 2.6.1 Assemblages sporo-polliniques

Les concentrations polliniques des sédiments de la coupe de Casselman sont faibles, variant entre 100 et 1000 grains/cm<sup>3</sup>. Les assemblages permettent de définir 3 zones distinctes (fig. 14).

Dans une première zone (70-120 cm), les assemblages se composent d'apports polliniques mixtes. On note la dominance d'herbacées (~ 8%) et de gymnospermes (*Pinus* 30% et *Picea* 60%). Des taxons arbustifs *Betula* et *Alnus* (~ 12%) sont également présents. *Quercus* est présent à la base de la séquence, dans des proportions d'environ 6%.





**Figure 14:** Diagramme des assemblages sporo-polliniques au site de Casselman. La hauteur de la coupe et les différentes unités lithostratigraphiques sont présentées à gauche de la figure. L'âge fait référence à une chronologie  $^{14}\text{C}$  conventionnelle (cf. Rodrigues, 1992; Tableau 2). Les concentrations, le rapport pollen arboréen sur pollen non-arboréen (AP/NAP) et la zonation pollinique établie à ce site sont indiqués à droite.

Au-dessus, une zone à *Picea* (120-260 cm) comporte toujours des apports polliniques arboréens (*Pinus* et *Picea*) dominants. Les spores sont présentes en proportions élevées avec *Sphagnum* qui atteint près de 20%, alors que les taxons herbacés et arbustifs sont quasiment absents. Cette zone correspond au début de la sédimentation marine.

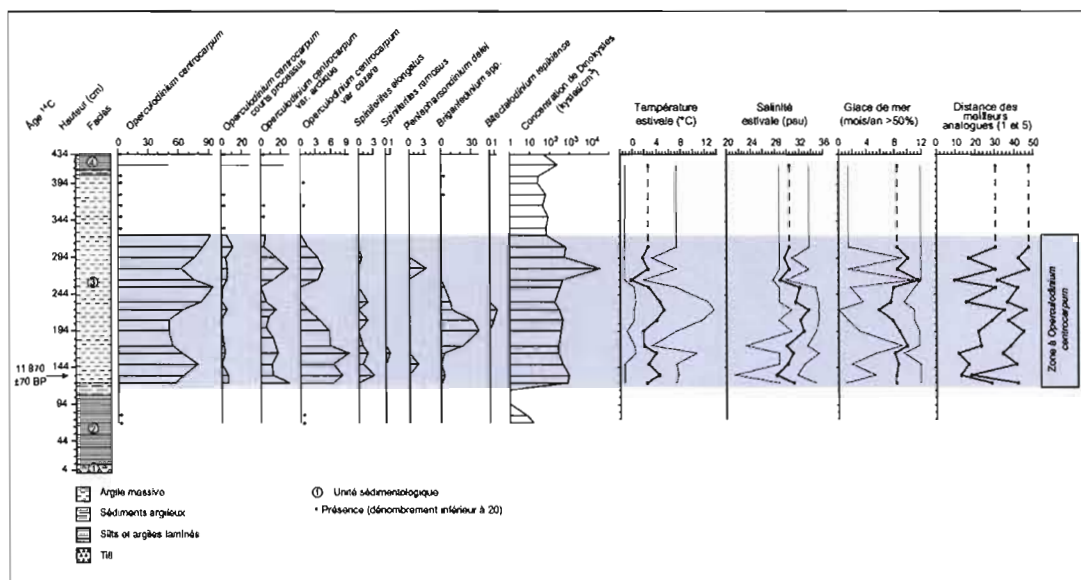
Enfin, dans une dernière zone (260-434 cm), certains taxons arboréens dont *Tsuga* (~4%) et *Quercus* (~2%) sont présents et *Abies* fait son apparition. Le pollen de taxons herbacés et arbustifs est présent en faibles proportions (<4% et <12%, respectivement).

### 2.6.2 Assemblages de dinokystes et reconstitutions hydrographiques

La base de la séquence est dépourvue de microfossiles marins et serait antérieure à la phase champlainienne. Cette partie, inférieure à 124 cm, est associée aux sédiments lacustres du Lac Candona. Entre 124 cm et 324 cm, les kystes de dinoflagellés sont abondants et peuvent être associés à une zone à *Operculodinium centrocarpum* et *Spiniferites elongatus* (D2) (124-330 cm) (fig.15). Les apports sont en effet dominés par un assemblage d'*Operculodinium centrocarpum* et ses variétés polaires (près de 90%). *Spiniferites elongatus* (~ 2%) et *Brigantedinium* spp. (~ 3%) sont présents. On reconstitue des températures estivales variant de 2° à 6°C, des salinités variant entre 28 et 32 psu et un couvert de glace de mer de plus de 8 mois par année. À la base de la coupe, entre 184 et 250 cm, *Brigantedinium* spp. augmente de façon significative (près de 30%) et l'apparition de *Bitectatodinium tepikiense* est notable sur une courte période.

La partie supérieure de la coupe contient des dinokystes, mais en quantité insuffisante pour le calcul de pourcentages.





**Figure 15:** Diagramme des assemblages de dinokystes et reconstitutions hydrographiques au site de Casselman. L'âge fait référence à une chronologie  $^{14}\text{C}$  conventionnelle (cf. Rodrigues, 1992; Tableau 2). La hauteur et les différentes unités stratigraphiques sont présentées à gauche de la figure. Les concentrations de dinokystes sont indiquées à droite des pourcentages des taxons. Les reconstitutions de température, salinité et glace de mer sont présentées à droite. La distance des meilleurs analogues peut constituer un indice de la similarité des analogues modernes et donc de la fiabilité des reconstitutions. Le seuil au-delà duquel il s'agit d'une situation de non-analogue est de 76,4 avec la base de données ( $n=1054$ ) utilisée ici.

### 3. DISCUSSION

#### 3.1 Stratigraphie régionale

L'ouverture de la Mer de Champlain daterait d'environ  $11\,100 \pm 100$   $^{14}\text{C}$  BP (Occhietti et Richard, 2003; Richard et Occhietti, 2005), soit environ 13 150 à 13 000 ans en années calendaires. Elle correspondrait au début du Dryas Récent. Toutefois, bien que de nombreuses mesures  $^{14}\text{C}$  aient été réalisées sur des coquilles dans des coupes représentant une sédimentation marine contemporaine de la mer de Champlain, il est difficile d'établir un cadre chronostratigraphique précis car l'effet réservoir semble très variable dans le temps et l'espace (cf. Occhietti et Richard, 2003; Richard et Occhietti, 2005). Dans ce contexte, afin d'établir une stratigraphie régionale, nous nous appuyons sur une écostratigraphie basée à la fois sur les assemblages sporo-polliniques et sur les assemblages de dinokystes. Cette stratigraphie demeure relative d'un point de vue chronologique, mais pourrait néanmoins permettre de proposer des corrélations à l'échelle du bassin.

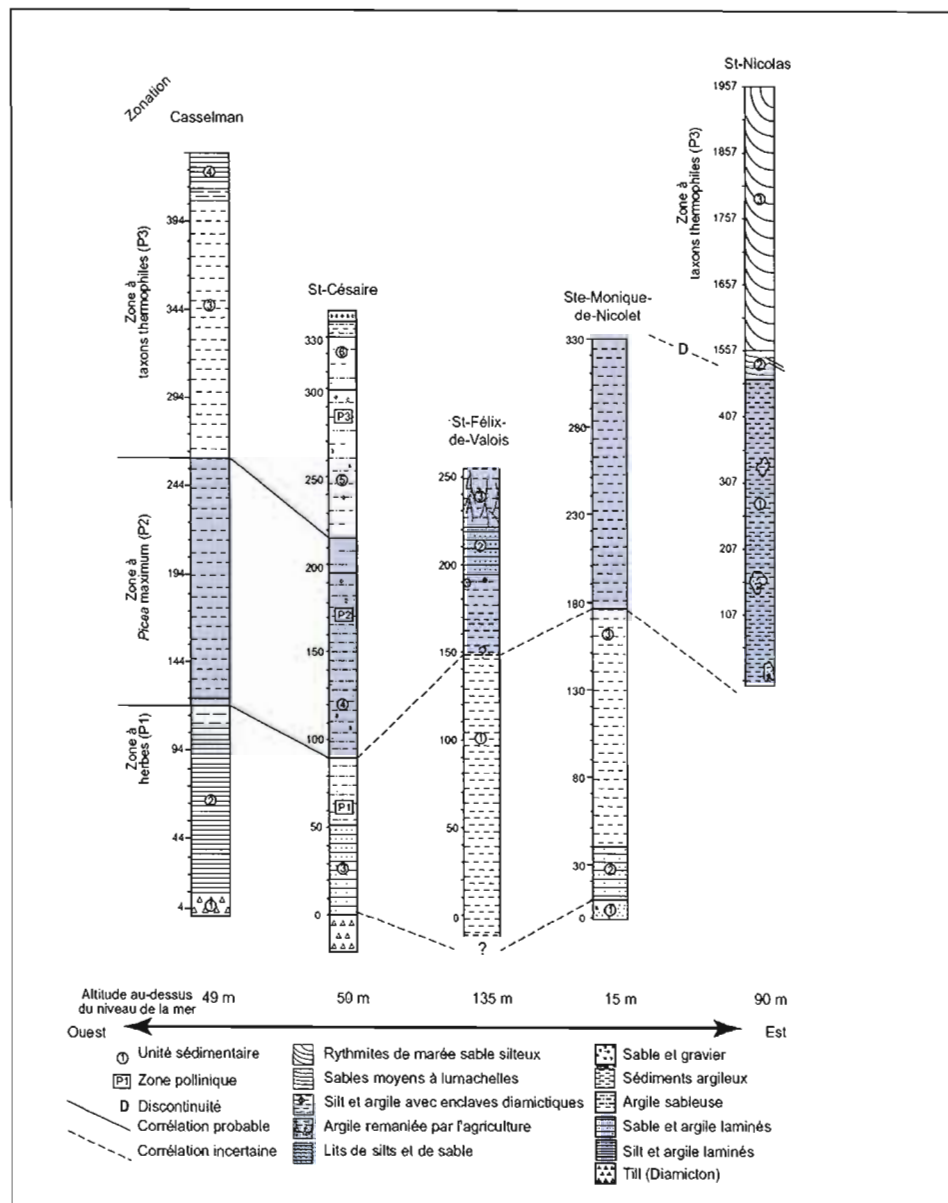
#### 3.2 Palynostratigraphie

Le pollen de gymnospermes (*Pinus* et *Picea*) et celui des taxons arboréens associés à des forêts décidues ou mixtes tels *Quercus*, *Ulmus* ou *Fraxinus*, peut correspondre à des apports de longue distance, issus d'une forêt située plus au sud (Richard *et al.*, 1992; Savoie et Richard, 1979). La morphologie des grains de pollen de gymnospermes, par la présence de ballonnets, donne un avantage pour un transport aérien et rend compte d'une sur-représentation en général et en particulier dans les milieux marins (e.g., Mudie et Short 1985, Rochon et de Vernal, 1994). Par ailleurs, une surreprésentation de certains genres peut être due à la productivité élevée pollinique de certains taxons tel le pin (*Pinus*) ou le chêne (*Quercus*), qui sont de gros producteurs polliniques, alors que d'autres, comme l'érable (*Acer*), sont sous-représentés par leur pollen (e.g., Savoie et Richard, 1979). Par conséquent,

les assemblages polliniques de la mer de Champlain rendent compte d'une distorsion de la représentation pollinique par rapport à la végétation. Les assemblages polliniques nous ont néanmoins permis de définir une zonation qui représenterait l'évolution d'un couvert végétal régional (fig. 16). Une stratigraphie en trois zones a été définie au site de St-Césaire (de Vernal *et al.*, 1989) et sert de base pour établir une palynostratigraphie régionale à partir de corrélation entre chacun des sites. La zone P1 de St-Césaire correspondrait à une phase non arboréenne. Les assemblages y sont dominés par des taxons herbacés (Cyperaceae, Poaceae, Asteraceae) et évoqueraient un milieu ouvert de type toundra. De tels assemblages sont identifiés aux sites de Casselman, St-Félix-de-Valois et Ste-Monique-de-Nicolet. La phase d'afforestation correspondrait à la zone P2 qui est marquée par une augmentation de *Pinus* et *Picea*, pouvant signifier une migration de la limite des arbres vers le nord. Cette zone semble présente à tous les sites sauf au Lac Hertel et à St-Félix-de-Valois où elle est difficile à identifier. Finalement, une troisième zone (P3) est marquée par la diversification de taxons arboréens. *Tsuga* semble en être un élément caractéristique. La zone P3 serait présente aux sites de Casselman et de St-Césaire et pourrait représenter un paysage végétal dont la composante arboréenne se densifie dans la région source. Elle pourrait également évoquer un changement paléogéographique régional lié à l'exondation des marges du bassin champlainien. Les corrélations palynologiques entre chacun des sites ne sont toutefois pas aisées. Le Lac Hertel présente des assemblages différents, notamment par de faibles pourcentages de *Pinus* contrairement aux autres sites. Cela peut s'expliquer par le fait que la source pollinique au Lac Hertel peut être en partie proximale et non exclusivement distale comme c'est le cas pour les autres sites. La physiologie du Lac Hertel rendrait donc compte d'apports polliniques de source locale (Occhietti et Richard, 2003) en plus d'apports atmosphériques de longue distance.

Les assemblages sporo-polliniques des milieux marins s'avèrent donc différents de ceux des milieux tourbeux ou lacustres qui ont permis d'établir une palynostratigraphie des Basses-Terres du St-Laurent (e.g., Richard *et al.*, 1992, Richard, 2003). Malgré cela, il est possible de proposer des corrélations avec la palynostratigraphie de Richard (1977, 2003) et Richard *et al.* (1992). Selon Richard *et al.* (1992) et Richard (2003), le couvert végétal a évolué en trois phases après le retrait glaciaire. Immédiatement après la déglaciation, à partir

de 12 500 ans  $^{14}\text{C}$ , une phase non arboréenne de type toundra est distinguée. Elle inclut une sous-zone à arbres avec des concentrations minimales, une sous-zone à Cyperaceae et Graminaceae ainsi qu'une sous-zone à *Betula* arbustif. La deuxième phase correspond à l'afforestation et couvrirait un intervalle s'étendant de 11 500 à 10 500 ans  $^{14}\text{C}$ . Elle se divise en une sous-zone à *Populus* et *Picea* et une sous-zone à *Alnus crispa* donnant à la forêt un caractère ouvert. La troisième phase, dite arboréenne, débute vers 10 500 ans  $^{14}\text{C}$ . Elle est dominée par *Betula*, mais les pourcentages d'*Abies*, de *Pinus* et de *Fagus* permettent de définir 3 sous-zones. La zonation que nous avons établie dans le bassin champlainien à partir des données pollinique des différents sites à l'étude, correspondrait aux 3 grandes zones et à l'évolution du couvert végétal telles que définies par Richard *et al.* (1992) et Richard (2003) et telles que schématisées sur la figure 16.

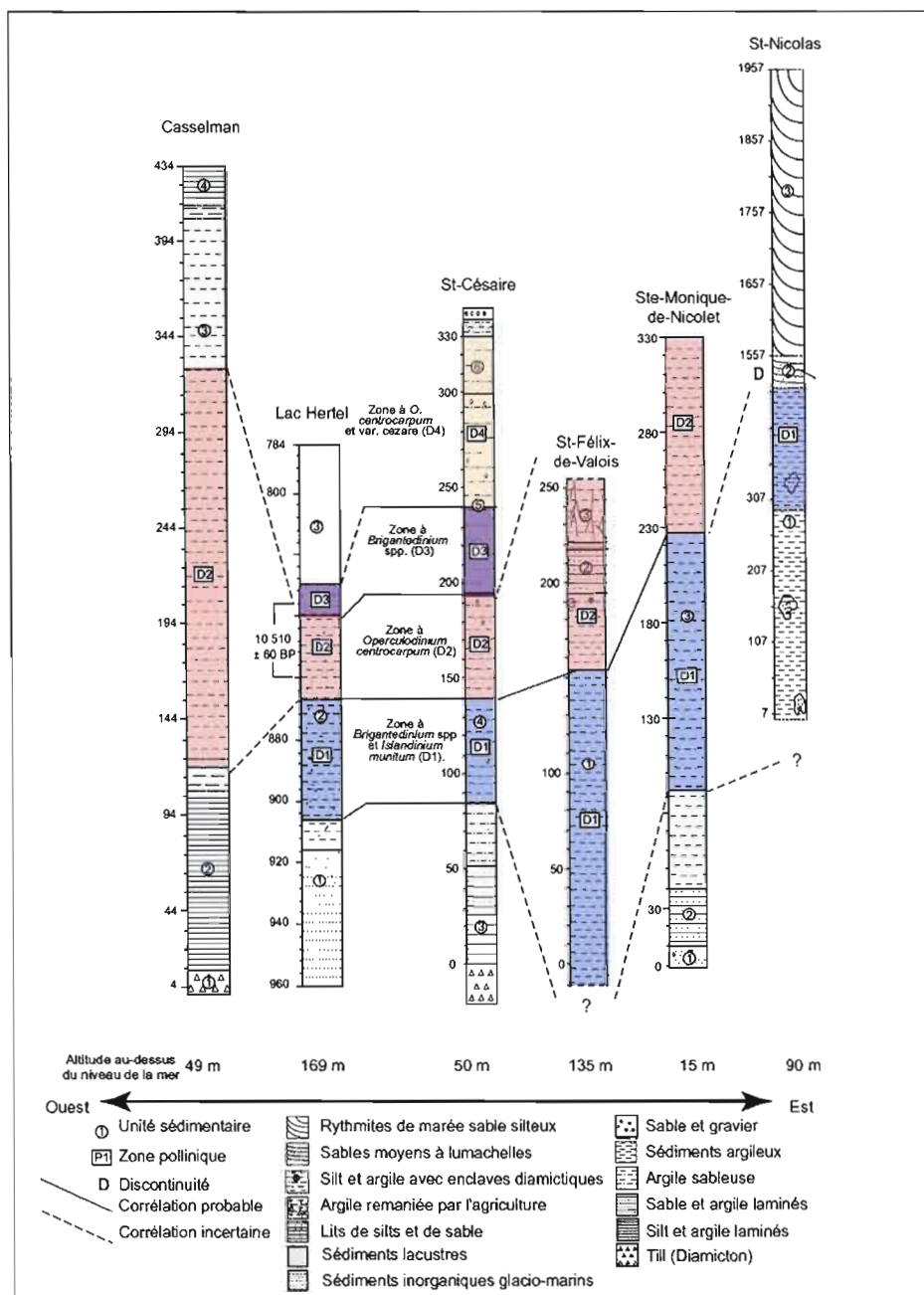


**Figure 16:** Corrélations entre les coupes stratigraphiques étudiées, de l'ouest vers l'est, à partir des assemblages sporo-polliniques et en référence à la zonation de la coupe de St-Césaire (cf. de Vernal *et al.*, 1989). Les lignes continues représentent les limites certaines entre les zones, alors que les lignes pointillées sont les limites incertaines ou extrapolées. Les échelles verticales indiquent la hauteur (en cm) dans les coupes.

### 3.3 Écostratigraphie des dinokystes

C'est à partir du site de St-Césaire que nous basons l'écostratigraphie régionale des assemblages de dinokystes (fig.17), car il s'agit de la séquence la plus complète. Cette écostratigraphie se compose de 4 zones. La première, à la base de la séquence (zone D1), est caractérisée par la co-occurrence de *Brigantedinium* spp. et *Islandinium minutum*. Cette zone s'observe à tous les sites du bassin (Lac Hertel, St-Félix-de-Valois et Ste-Monique-de-Nicolet) et sans doute à St-Nicolas. La deuxième zone (D2) est dominée par *Operculodinium centrocarpum*. Elle s'observe également à tous les sites, sauf à celui St-Nicolas. D'un point de vue chronostratigraphique, la zone D2 est importante car elle a fait l'objet d'une datation au  $^{14}\text{C}$  à partir de restes végétaux échantillonnés dans les carottes du Lac Hertel (cf. Occhietti et Richard, 2003; Richard et Occhietti, 2005; Tableau 2). Elle aurait un âge d'environ 12.5 ka en chronologie calendaire, ce qui la situe au milieu du Dryas récent. La troisième zone (D3) est dominée par *Brigantedinium* spp. et s'observe aux sites du Lac Hertel et de St-Césaire. Les assemblages de dinokystes de la coupe de St-Nicolas pourraient également appartenir à la zone D3. Enfin la zone sommitale (D4) se caractérise par *Operculodinium centrocarpum* et sa variété *cezare* ne s'observe qu'au site de St-Césaire et au Lac Hertel.

La stratigraphie établie à partir des assemblages de dinokystes permet une corrélation à l'échelle du bassin, au moins pour ce qui concerne les zones D1 et D2. Cependant quelques particularités peuvent être signalées et sont peut-être liées à la position paléogéographique de certains sites. Le site de Casselman se situe à l'amont du bassin, près de la limite de la lame d'eau salée (Rodrigues, 1992). Il s'agit donc d'un site qui risque d'avoir été affecté davantage par des apports d'eau douce. En revanche, le site de St-Nicolas est directement à l'embouchure du bassin de la Mer de Champlain, et a peut-être été davantage affecté par les courants de marées (Occhietti *et al.*, 2001).

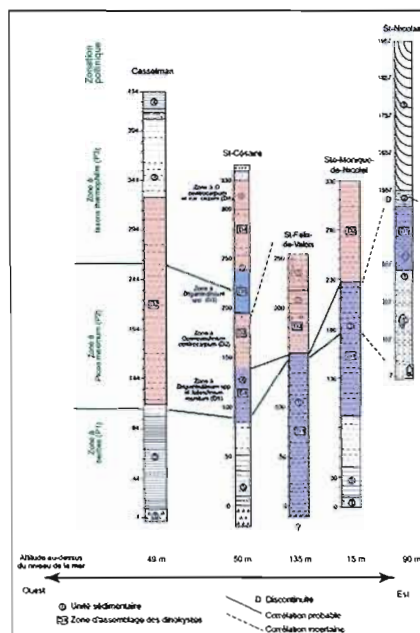


**Figure 17:** Corrélations entre les coupes stratigraphiques étudiées, de l'ouest vers l'est, à partir des assemblages de kystes de dinoflagellés. Les lignes continues représentent les limites certaines entre les zones, alors que les lignes pointillées représentent les limites incertaines ou extrapolées. Les échelles verticales indiquent la hauteur (en cm) dans les coupes ou la profondeur (en cm) dans la carotte du Lac Hertel. L'âge  $^{14}\text{C}$  sur débris organique terrestres de la carotte du Lac Hertel est indiqué sur la figure car il représente un repère chronologique important. L'âge calibré correspondant est de 12540 BP (cf. Occhietti et Richard, 2003; Richard et Occhietti, 2005; Tableau 2).



### 3.4 Palynostratigraphie, évolution hydrographique et climatique

La superposition de l'écostratigraphie des assemblages sporo-polliniques et de l'écostratigraphie des assemblages de dinokystes livre des résultats assez cohérents dans l'ensemble (fig. 18). Certains sites, tels ceux de Casselman, du Lac Hertel et de St-Nicolas, présentent des particularités qui peuvent être liées à leurs localisations respectives et à la paléogéographie. Quoi qu'il en soit, le début de l'épisode champlainien semble représenté à la plupart des sites étudiés. Toutefois, peut-être en raison d'une situation marginale, le site de Casselman ne semble pas avoir enregistré la zone D1 qui constituerait la première zone écostratigraphique marine. L'unité inférieure n'est peut-être pas exposée à Casselman, à moins qu'elle ne contienne pas de dinokystes pour des raisons paléoécologiques ou taphonomiques. Par exemple, une turbulence trop élevée à l'amont du bassin aurait pu limiter la productivité des dinoflagellés.



**Figure 18:** Corrélations stratigraphiques régionales établie à partir des assemblages des assemblages de dinokystes (zones en couleurs) et limites entre les zones polliniques (en vert). Il est à noter que la limite inférieure de la zone à *Picea* (zone P2) débute avant la zone à *Operculodinium centrocarpum* et *Spiniferites elongatus* (Zone D2).



Dans l'ensemble, les sites à l'étude renferment des concentrations élevées de kystes de dinoflagellés, par contre leur diversité taxonomique est faible. Les dinokystes dominants (*Operculodinium centrocarpum* et *Brigantedinium* spp.) dans les assemblages du bassin champlainien, sont ubiquistes (de Vernal *et al.*, 2001). Leur présence quasi exclusive, ainsi que la présence d'*Islandinium minutum* confèrent un caractère arctique-subarctique aux environnements de la Mer de Champlain. Les reconstitutions hydrologiques illustrent des températures faibles ainsi que la présence d'un couvert dense de glace de mer (figs. 19 et 20). La zone D1 reflète des températures estivales inférieures à 1°C ainsi que la présence d'un couvert de glace de plus de 9 mois par année. La zone D2 est marquée par une légère amélioration des conditions thermiques avec des températures supérieures à 1°C et une diminution de la durée du couvert de glace de mer à moins de 9 mois par an. La zone D3 présente une récurrence des conditions froides avec des températures inférieures à 1°C et une récurrence du couvert de glace de mer sur plus de 9 mois par an, sauf au site du Lac Hertel. En fait le Lac Hertel enregistre une diminution de la salinité qui illustrerait son isolement progressif avec l'exondation du Mont St-Hilaire. La zone D4 présenterait des conditions un peu plus clémentes avec des températures supérieures à 1°C.

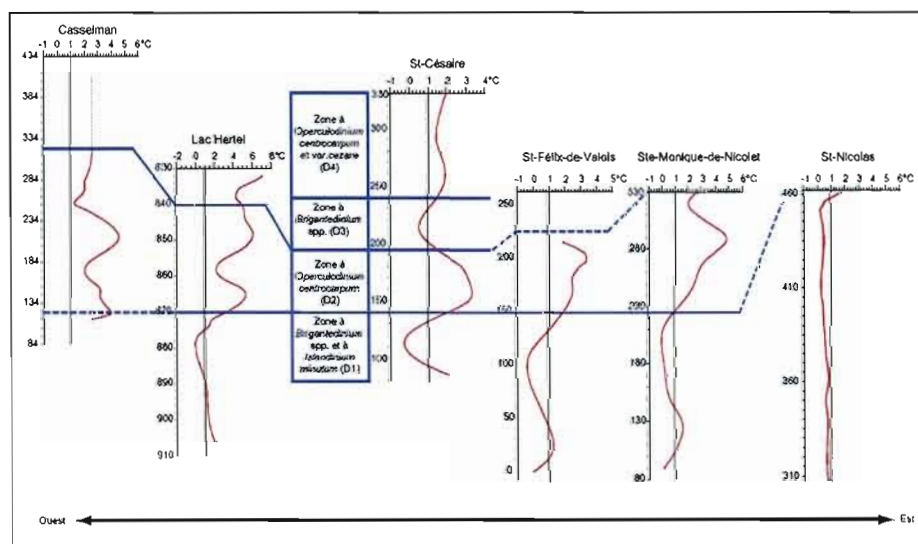


Figure 19: Température estivale des eaux de surface de la Mer de Champlain. La zonation a été établie à partir des assemblages de dinokystes. Une limite arbitraire à 1°C a été établie pour démarquer les zones chaudes et les zones froides.

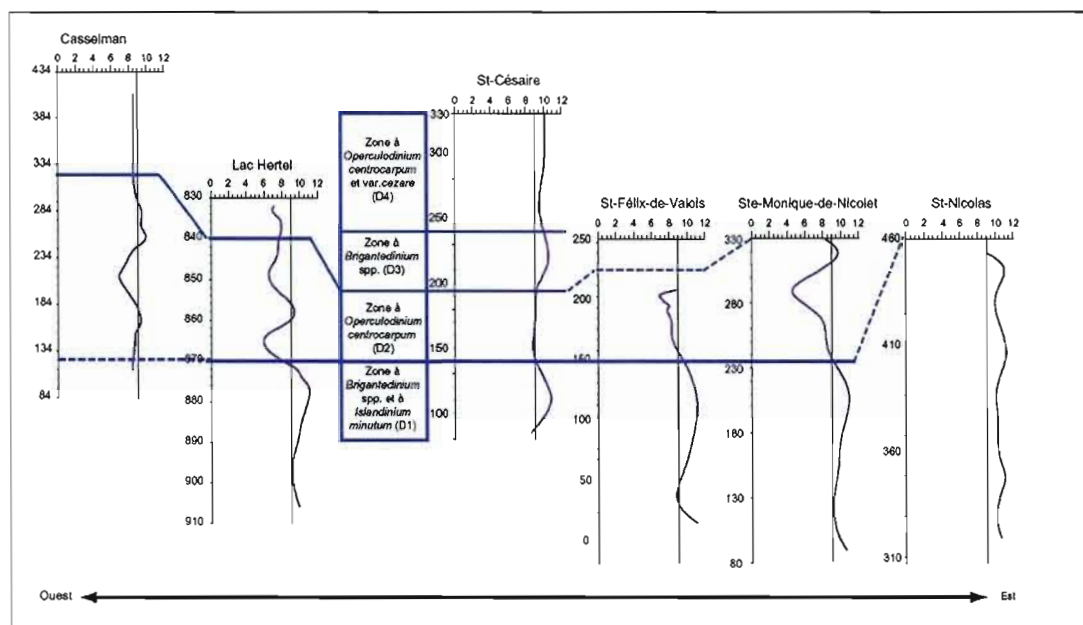
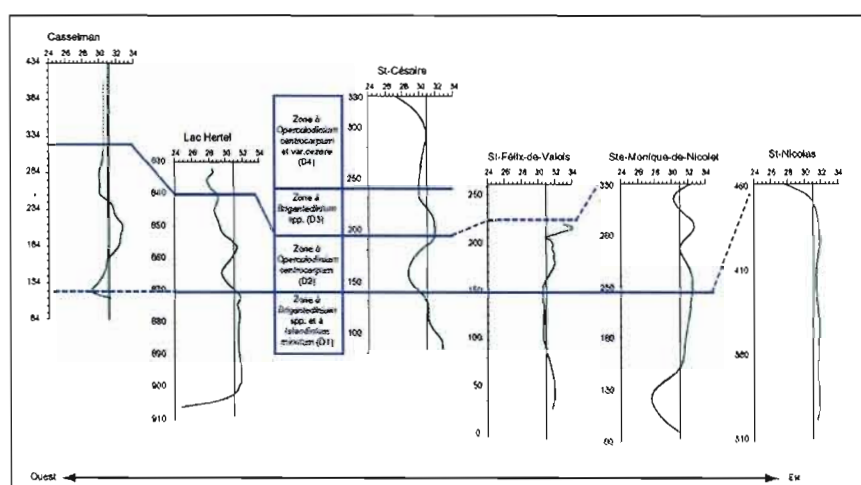


Figure 20: Durée du couvert de glace de mer en mois par année. La zonation a été établie à partir des assemblages de dinokystes. Une limite arbitraire à 9 mois a été établie.

Les assemblages sporo-polliniques et de dinokystes fournissent des informations complémentaires sur l'évolution régionale des conditions hydro-climatiques. La phase initiale de la Mer de Champlain, qui correspondrait au début du Dryas Récent, semble marquée par des conditions rigoureuses en milieu continental et marin. Il est à noter que dans les corrélations régionales (fig. 18), le pollen semble réagir plus rapidement que les assemblages de dinokystes. La transition entre les zones P1 et P2 précède en effet la transition entre les zones D1 et D2 à tous les sites. Les assemblages sporo-polliniques, qui peuvent indiquer soit un changement dans la végétation source, soit des apports de sources différentes (apports via un transport aérodynamique ou hydrodynamique), présentent le début de la zone à *Picea* avant le début de la zone à *Operculodinium centrocarpum*. Ceci peut s'expliquer par une migration vers le nord de la végétation forestière, qui débute alors que les conditions des eaux de surface de la Mer de Champlain étaient très froides, peut-être en relation avec la proximité de la glace.

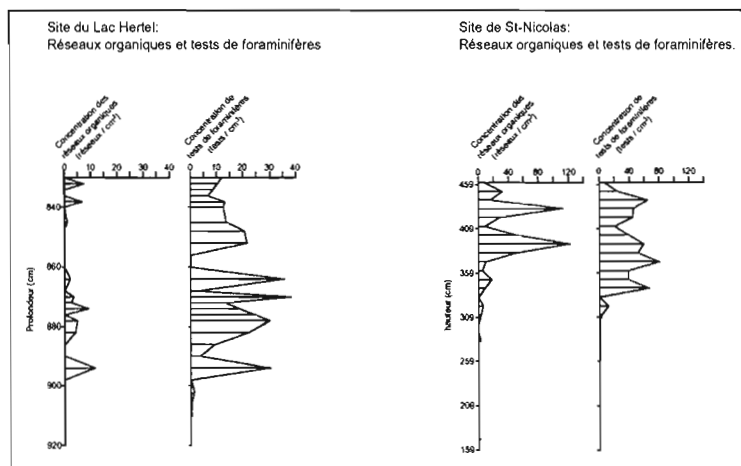
Des études antérieures basées sur les faunes marines (Hillaire-Marcel 1979, 1981, 1988; Rodrigues, 1992) proposaient la présence de deux masses d'eau : une masse d'eau de surface peu salée (entre 10 et 15 psu) et une masse d'eau profonde de salinité près de la normale (33-35 psu). Ces études ont été réalisées sur des faunes benthiques, qui caractérisent les milieux littoraux. Lors de notre étude, nous avons utilisé les dinokystes, qui sont pélagiques et occupent la couche de surface. Ils indiqueraient des salinités variant entre 27 et 34 psu (fig. 21). Les salinités reconstituées à partir des assemblages de dinokystes paraissent relativement élevées comparativement aux estimations proposées par Rodrigues (1992) ou Rodrigues et Vilks (1994) à partir des assemblages de foraminifères. Il est possible que les assemblages de dinokystes livrent des salinités trop élevées car la base de données de référence est essentiellement océanique et renferme peu de données dans le domaine des salinités inférieures à 20 psu (cf. de Vernal *et al.*, 2005). Une grande hétérogénéité spatio-temporelle de la salinité, ou des adaptations écologiques particulières des micro-organismes ayant occupé la mer de Champlain, peuvent également rendre compte des différences entre les estimations faites à partir des dinokystes ou des foraminifères. Quoi qu'il en soit, les deux traceurs tendent à indiquer une salinité maximum au cours de la phase initiale de la mer de Champlain.



**Figure 19:** Salinité estivale (en psu) des eaux de surface de la Mer de Champlain. La zonation a été établie à partir des assemblages de dinokystes. Une limite arbitraire à 31 psu a été établie. Toutefois comme la salinité est très variable à l'intérieur de mêmes zones et qu'il s'agit d'un paramètre hétérogène dans l'espace, il est difficile de se baser sur la salinité pour tirer des conclusions.

### 3.5 Foraminifères et environnements benthiques

Les tests de foraminifères des sites de St-Nicolas, St-Félix-de-Valois et du Lac Hertel ont été analysés afin d'obtenir des informations complémentaires sur les environnements profonds de la Mer de Champlain. Au site de St-Félix-de-Valois aucun test de foraminifère n'a été observé, car la dissolution est trop importante. La présence de réseaux organiques dans les lames palynologiques y démontre en effet la présence de foraminifères dans les dépôts en dépit d'une mauvaise préservation des tests carbonatés. Aux sites de St-Nicolas et du Lac Hertel, la dissolution des carbonates est beaucoup moins importante (fig.22) et des analyses ont pu être réalisées pour identifier les associations de foraminifères benthiques (figs. 3 et 12).



**Figure 20:** Diagramme de concentrations des tests de foraminifères et des réseaux organiques aux sites de St-Nicolas (à droite) et du Lac Hertel (à gauche). Des réseaux organiques plus abondants que les tests carbonatés indiquent une préservation médiocre du carbonate de calcium dans le sédiment. Il est à noter qu'au site de St-Félix-de-Valois, aucun test carbonaté n'a été dénombré malgré la présence de réseaux organiques, ce qui y démontre une dissolution quasi-totale du  $\text{CaCO}_3$ .

Le site de St-Nicolas se caractérise par des assemblages de foraminifères diversifiés, dominés par *Cassidulina reniforme*, *Islandiella helenae* ainsi qu'*Elphidium excavatum clavata*. Un tel assemblage est associé à un environnement profond, de l'ordre de 100 m (Corliss *et al.*, 1982). La présence de *Cassidulina reniforme* et *Islandiella helenae* indique par ailleurs des salinités élevées, entre 24 et 34 psu (Rodrigues, 1992). *Islandiella helenae* est souvent associé à des milieux froids avec couvert de glace de mer (Feyling-Hanssen et Buzas, 1976) et indiquerait des conditions polaires à subpolaires. Au lac Hertel, les tests de foraminifères sont peu abondants. *Elphidium* sp. et *Haynesina orbicularis* dominent les assemblages, laissant supposer un milieu peu profond, inférieur à 30 m. (Corliss *et al.*, 1982).

### 3.6 Les particularités du Lac Hertel :

Le Lac Hertel est différent de tous les autres sites de l'étude. Les assemblages de foraminifères ainsi que ceux de dinokystes indiquent une tendance claire à une baisse de la salinité (figs. 12-13) qui représenterait une transition entre un milieu marin (Mer de Champlain) et un milieu lacustre (Lac Hertel). Le Lac Hertel, sur le mont St-Hilaire, était approvisionné en eau marine seulement par le côté sud (cf. voir la figure 2 de Occhietti et Richard, 2003). Avec le relèvement isostatique, l'eau de la Mer de Champlain aurait pénétré dans la dépression du Lac Hertel sur une période qui couvrirait environ 300 ans (cf. Occhietti et Richard, 2003). Le lac s'est ensuite trouvé isolé du reste du bassin champlainien et ses eaux seraient devenues progressivement moins salées en relation avec un bilan précipitation/évaporation positif. Les assemblages de la fin de la phase "salée" au Lac Hertel sont singuliers par rapport au reste du bassin du bassin de la mer de Champlain. Il se caractérisent par des proportions élevées de *Spiniferites elongatus* qui est un taxon ubiquiste souvent associé au domaine océanique subpolaire (cf. de Vernal *et al.*, 1989, 2001), et de *Islandinium? cezare* qui est abondant dans les assemblages de marges continentales des mers arctiques (cf. de Vernal *et al.*, 2001). La co-dominance de ces deux taxons indiquerait un environnement aquatique particulier que l'on peut attribuer à l'isolement de la cuvette aquatique lors de l'exondation. L'endémisme du milieu aurait par ailleurs affecté également les populations de foraminifères, en particulier la morphologie de certains d'entre eux (voir

planche 3 de l'annexe). Les tests d'*Elphidium* spp. se singularisent en effet par des excroissances. Habituellement, l'enroulement d'*Elphidium* spp. se fait sur un seul plan, cependant les déformations provoquent un enroulement sur un deuxième plan.

## CONCLUSION

L'étude des assemblages sporo-polliniques et microfossiles des dépôts de la Mer de Champlain exposés aux sites de St-Nicolas, Ste-Monique-de-Nicolet, St-Félix-de-Valois, St-Césaire et Casselman, et carottés au Lac Hertel permet de tirer un certain nombre de conclusions :

- (1) En dépit des particularités paléogéographiques et sédimentaires de chacun des sites étudiés, le contenu palynologique des dépôts présente une uniformité régionale suffisante pour établir une palynostratigraphie et une écostratigraphie valables à une échelle régionale et qui couvriraient l'ensemble du Dryas récent (cf. Occhietti et Richard, 2003; Richard et Occhietti, 2005).
- (2) Les assemblages sporo-polliniques permettent de distinguer 3 zones principales évoquant la transition d'un paysage de toundra à la forêt boréale ponctuant l'évolution du couvert végétal du Québec méridional (Delage *et al.*, 1985, Richard, 1977 ; 2003, Richard *et al.*, 1992).
- (3) Les assemblages des dinokystes permettent de distinguer 4 zones d'assemblage en dépit d'une diversité taxonomique assez faible. Ces zones d'assemblages, dominées par *Brigantedinium* spp., *Islandinium* spp. et/ou *Operculodinium centrocarpum*, permettent des corrélations d'est en ouest à l'échelle du bassin.
- (4) Dans l'ensemble, les assemblages de dinokystes évoquent des conditions froides. Les reconstitutions réalisées à partir de la méthode des meilleurs analogues indiquent des températures estivales variant entre 0 et 5°C, des salinités entre 26 et 34 g/l psu, et un couvert de glace de mer s'étendant de 8 à 12 mois par an.
- (5) Les données issues des microfaunes et macrofaunes benthiques (cf. Hillaire-Marcel, 1988; Guilbault, 1989, 1993; Rodrigues, 1992; Rodrigues et Vilks, 1994) tendent à illustrer des environnements compatibles avec les reconstitutions mentionnées ci-dessus, bien qu'elles tendent à indiquer des salinités qui étaient peut-être plus faibles que celles estimées à partir des assemblages de dinokystes.
- (6) Les données microfaunistiques et palynologiques indiquent que le début de l'épisode de la mer de Champlain qui correspondrait au début du Dryas récent a été marqué par des

conditions très froides et des salinités relativement élevées (cf. zone D1). Cette phase initiale aurait été suivie par une amélioration des conditions climatiques continentales (afforestation) et marines (zone D2).

(7) Enfin, les résultats obtenus, en particulier les assemblages de dinokystes, démontrent que les conditions climatiques et hydrographiques n'ont pas été uniformes pendant l'ensemble du Dryas récent, mais ont été marquées par des oscillations régionales de la température et du couvert de glace de mer.



## BIBLIOGRAPHIE

- Ami, H.M., 1900. Geology of cities in eastern Canada. Proceedings and transactions of the Royal Society of Canada, 2nd series, 6 : 125-174.
- Brand, U. et McCarthy, F.M.G., 2005. The Allerød-Younger Dryas-Holocene sequence in the west-central Champlain Sea, eastern Ontario: a record of glacial, oceanographic, and climatic changes. *Quaternary Science Reviews*, 24 : 1463-1478.
- Cayer, D., 1999. Paléogéographie de la région de St-Nicolas, Québec, basée sur des analyses sédimentologiques. Mémoire de Baccalauréat, Université Laval, 71 p.
- Corliss, B.H., Hunt, A.S. et Keigwin, L.D. Jr., 1982. Benthonic foraminiferal faunal and isotopic data for the postglacial evolution of the Champlain Sea. *Quaternary Research*, 17 : 325-338.
- Cronin, T.M., 1977. Champlain Sea Foraminifera and Ostracoda: A systematic and paleoecological synthesis. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 107-122.
- 1979. Foraminifer and ostracode species diversity in the Pleistocene Champlain Sea of the St. Lawrence Lowlands. *Journal of Paleontology*, 53 : 233-244.
- Deevey, E.S. Jr., 1965. Sampling lake sediments by use of the Livingstone sampler, p. 521-529. *In* Handbook of Paleontological Techniques, B. Kummel et D. Raup, Eds. W.H. Freeman, San Francisco, 852 p.
- Delage, M., Gangloff, P., Larouche, A.C. et Richard, P.J.H., 1985. Note sur un site à macrorestes végétaux tardiglaciaires au sud-ouest de Montréal, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 39 : 85-90.
- de Vernal, A., Goyette, C. et Rodrigues, C.G., 1989. Contribution palynostratigraphique (dinokystes, pollen et spores) à la connaissance de la mer de Champlain : coupe de Saint-Césaire, Québec. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 26 : 2450-2464.
- de Vernal, A., Henry, M. et Bilodeau, G., 1999. Technique de préparation et d'analyse en micropaléontologie. Rapport non publié, Les cahiers du GÉOTOP, Université du Québec à Montréal.
- de Vernal, A., Henry, M., Matthiessen J., Mudie, P.J., Rochon, A., Bossenkool, k., Eynaud, F., Grøsfjeld, K., Guiot, J., Hamel, D., Harland, R., Head, M.j., Kunz-pirung, M., Levac, E., Loucheur, V., Peyron, O., Pospelova, V., Radi, T., Turon, J.-L. et Voronina, E., 2001. Dinoflagellate cyst assemblages as tracers of sea-surface conditions in the northern North Atlantic, Arctic and sub-arctic seas: the new "n = 677" database and

- application for quantitative paleoceanographical reconstruction. *Journal of Quaternary Science*, 16 : 681-699.
- de Vernal, A., Eynaud, F., Henry, M., Hillaire-Marcel, C., Londeix, L., Mangin, S., Matthiessen, J., Marret, F., Radi, T., Rochon, A., Solignac, S. et Turon, J.-L., 2005. Reconstruction of sea-surface conditions at middle to high latitudes of the Northern Hemisphere during the Last Glacial Maximum (LGM) based on dinoflagellate cyst assemblages. *Quaternary Science Reviews*, 24 : 897-924.
- Dionne, J.-C., 1971. Mollusques pléistocènes du Québec III: Diverses localités. Environnement Canada, Centre de Recherches forestières des Laurentides, Québec, Rapport d'information Q-F-X-22, 59 p.
- Feyling-Hanssen, R.W. et Buzas M.A., 1976. Emendation of *Cassidulina* and *Islandiella helenae* new species. *Journal of Foraminiferal Research*, 6 : 154-158.
- Gadd, N.R. Ed., 1988. The Late Quaternary Development of the Champlain Sea basin. Geological Association of Canada, Special Paper 35, 312 p.
- Guilbault, J.-P., 1989. Foraminiferal distribution in the central and western parts of the Late Pleistocene Champlain Sea Basin, Eastern Canada. *Géographie physique et Quaternaire*, 43: 3-26.
- \_\_\_\_\_. 1993. Quaternary foraminiferal stratigraphy in sediments of the eastern Champlain Sea Basin, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 47 : 43-68.
- Guiot, J., 1990. Methods and programs of statistics for paleoclimatology and paleoecology. In Guiot, J., Labeyrie, L., Eds., Quantification des changements climatiques: méthodes et programmes. Institut National des Sciences de l'Univers (INSU-France), monographie No.1, Paris, 253 p.
- Harington, C.R., 1977. Marine mammals in the Champlain Sea and the Great Lakes. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 288 : 508-537.
- \_\_\_\_\_. 1988. Marine mammals in the Champlain Sea, and the problem of whales in Michigan, p. 225-240. In Gadd, N.R., Ed., The Late Quaternary Development of Champlain Sea Basin. Association géologique du Canada, étude spéciale 35, p. 155-176.
- \_\_\_\_\_. 1988. Inventaire systématique et paléoécologie des mammifères marins de la Mer de Champlain (Fin du Wisconsinien) et de ses voies d'accès. *Géographie physique et Quaternaire*, 42 : 45-64.
- Harington, C.R., Lebel, S., Paiement, M., et de Vernal, A. Sous presse. Félix: A Late Pleistocene White whale (*Delphinapterus leucas*) skeleton from Champlain Sea deposits at Saint-Félix-De-Valois-Québec. *Géographie physique et Quaternaire*.

- Harington C.R. et Occhietti, S., 1980. Pleistocene Eider Duck (*Somateria cf. mollissima*) from Champlain Sea deposits near Shawinigan, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 34 : 239-245.
- Hillaire-Marcel, C., 1977. Les isotopes du carbone et de l'oxygène dans les mers post-glaciaires du Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 31 : 81-106.
- \_\_\_\_\_. 1979. Les mers post-glaciaires du Québec, quelques aspects. Thèse de Doctorat, Université Paris IV, 293 p.
- \_\_\_\_\_. 1980. Les faunes des mers post-glaciaire du Québec : quelques considérations paléocéologiques. *Géographie physique et Quaternaire*, 34 : 3-59.
- \_\_\_\_\_. 1981. Paléo-océanographie isotopique des mers post-glaciaires du Québec. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 35 : 63-119.
- \_\_\_\_\_. 1988. Isotopic Composition ( $^{18}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$ ) of Biogenic Carbonates in Champlain Sea Sediments. In Gadd, N.R., Ed., 1988, Late Quaternary Development of the Champlain Sea Basin: Geological Association of Canada, Special Paper 35, p. 182-185.
- Hitchcock, C.H., 1861. Geology of Vermont. 1, p.55-191. In Hitchcock, E., Ed., Report on the Geology of Vermont. A. D. Hager, Claremont, 2 vol., 558 p.
- Lamothe, M., 1977 Les dépôts meubles de la région de Saint-Faustin-Saint-Jovite, Québec. Cartographie, sédimentologie et stratigraphie. Mémoire de M.Sc., Université du Québec à Montréal, 118 p.
- Lasalle, P., 1966. Late Quaternary vegetation and glacial history in the St. Lawrence lowlands, Canada. *Leidse Geologische Mededelingen*, 38 : 91-128.
- \_\_\_\_\_. 1978. Géologie des sédiments de surface de la région de Québec. Ministère des Richesses naturelles, Québec, DPV-565, 22 p.
- \_\_\_\_\_. 1981. Géologie des dépôts meubles de la région Saint-Jean/Lachine. Ministère de l'Énergie et des Ressources du Québec, DPV-780.
- Lasalle, P., Martineau, G. et Chauvin, L., 1977. Morphologie, stratigraphie et déglaciation dans la région de Beauce - Mont Notre-Dame - Parc des Laurentides. Ministère des Richesses Naturelles, Québec, DVP-516, 74 p.
- Lasalle, P., David, P.P. et Bouchard, M.A., 1982. Guidebook of 45th Annual Meeting of the Friends of Pleistocene, Drummondville - St-Hyacinthe, Québec, Canada. Université de Montréal.

- Matthews, J. 1969. The assesement of a method for the determination of absolute pollen frequencies. *New Phytologist*, 68 : 161-166.
- Mudie, P.J. et Short, S.H., 1985. Marine palynology of Baffin Bay. *In* Andrews, J.T., Ed., Quaternary environments, eastern Canadian Arctic, Baffin Bay and western Greenland. Allen & Unwin, Londres, pp: 263-308.
- Muller, S.D., Richard, P.J.H., Guiot, J., de Beaulieu, J.-L. et Fortin, D., 2003. Postglacial climate in the St. Lawrence lowlands, southern Québec: pollen and lake-level evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 193: 51-72
- Occhietti, S., 1980. Le Quaternaire de la région de Trois-Rivière-Shawinigan, Québec. Contribution à la paléogéographie de la vallée moyenne du Saint-Laurent et corrélations stratigraphiques. Presses de l'Université du Québec, Collection Paléo-Québec 10, 227 p.
- Occhietti, S., 1989. Géologie quaternaire de la sous-région de la vallée du Saint-Laurent et des Appalaches. *In* Fulton, R.J., Ed., Le Quaternaire du Canada et du Groenland, chap. 4, Commission géologique du Canada, Ottawa, pp. 374-407.
- Occhietti, S., Chartier, M., Hillaire-Marcel, C., Cournoyer, M., Cumbaa L.S. et Harington, C.R., 2001. Paléoenvironnements de la Mer de Champlain dans la région de Québec, entre 11 300 et 9750 BP : le site de St-Nicolas. *Géographie physique et Quaternaire*, 55 : 23-46.
- Occhietti, S. et Richard, P.J.H., 2003. Effet réservoir sur les âges  $^{14}\text{C}$  de la Mer de Champlain à la transition Pléistocène-Holocène : révision de la chronologie de la déglaciation au Québec méridional. *Géographie physique et Quaternaire*, 57 : 115-138.
- Pagé, P., 1977. Les dépôts meubles de la région de Saint-Jean de Matha-Sainte-Émilie-de-l'Énergie, Québec. Cartographie, sédimentologie et stratigraphie. Mémoire de M.Sc., Université du Québec à Montréal, 118 p.
- Parent, M. et Occhietti, S., 1988. Late Wisconsinian deglaciation and Champlain Sea invasion in the St. Lawrence valley, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 42 : 215-246.
- Prichonnet, G., Durand, M., Elson, J.A., Gagnon, P., Schoeder, J. et Veillette, J., 1987. Glaciations et déglaciations du Wisconsinien dans le sud du Québec (région de Montréal). XII<sup>e</sup> Congrès de l'INQUA, excursion A-7/C-7.
- Richard, P.J.H., 1977. Histoire post-wisconsinienne de la végétation du Québec méridional par l'analyse pollinique. Service de la Recherche, Direction générale des forêts, ministère des Terres et Forêts du Québec. Publications et rapports divers, tome 1, 312 p. ; tome 2, 142 p.

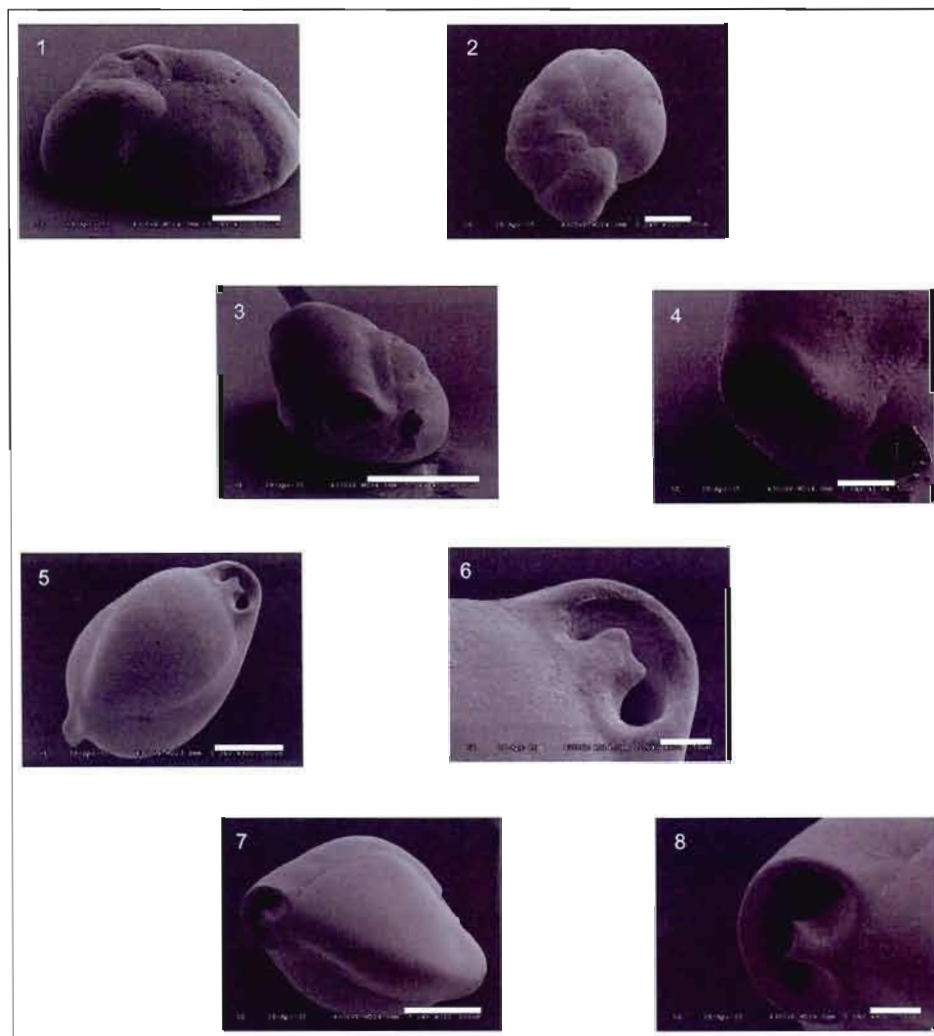
- \_\_\_\_\_. 2003. Histoire postglaciaire de la végétation et du milieu en Outaouais : le point et les pistes de recherche, pp. 47-80, Chapitre 2, *In* « L'île aux Allumettes et l'Archaïque supérieur dans l'Outaouais », sous la direction de N. Clermont, C. Chapdelaine et J. Cinq-Mars, Recherches amérindiennes au Québec, Collection Paléo-Québec 30, 363 p.
- Richard, P.J.H., Larouche, A.C. et Lortie, G., 1992. Paléophytogéographie et paléoclimats postglaciaires dans l'ouest du Bas-St-Laurent, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 46 : 151-172.
- Richard, P.J.H. et Occhietti, S., 2005.  $^{14}\text{C}$  chronology for ice retreat and inception of Champlain Sea in the St. Lawrence Lowlands, Canada. *Quaternary Research* 63 (2005) 353– 358.
- Rochon, A. et de Vernal, A., 1994. Palynomorph distribution in Recent sediments from the Labrador Sea. *Journal Canadien des Sciences de la Terre*, 31 : 115-127.
- Rodrigues C.G., 1988. Late Quaternary invertebrate faunal association and chronology of the western Champlain Sea basin. *In* Gadd, N.R., Ed., *The Late Quaternary Development of Champlain Sea Basin*. Association géologique du Canada, étude spéciale 35, p. 155-176.
- \_\_\_\_\_. 1992. Successions of invertebrate microfossils and the Late Quaternary deglaciation of the central St. Lawrence Lowlands, Canada and United States. *Quaternary Science Reviews*, 11 : 503-534.
- Rodrigues C.G. et Richard S.H., 1985. Temporal distribution and significance of Late Pleistocene fossils in the western Champlain Sea basin, Ontario and Quebec. *Current Research, Part B*. Geological Survey of Canada, Paper 85-1B p. 401-411.
- Rodrigues C.G. et Vilks G., 1994. The impact of glacial lake runoff on the Goldthwait and Champlain seas: The relationship between glacial lake Agassiz runoff and the Younger Dryas. *Quaternary Science Reviews*, 13: 923-944.
- Savoie, L. et Richard, P.J.H., 1979. Paléophytogéographie de l'épisode de St-Narcisse dans la région de Ste-Agathe, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 33 : 175-188.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., Becker, B. et Kromer, B., 1991. Climatic, solar, oceanic, and geomagnetic influences on late-glacial and Holocene atmospheric  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  change. *Quaternary Research*, 35 : 1-24.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., and Reimer, R. W. 2005. CALIB 5.0. [WWW program and documentation].
- Taylor, R.E., Stuiver, M. et Reimer, P.J., 1996. Development and extension of the calibration of the radiocarbon time scale: Archaeological applications. *Quaternary Science Reviews*, 15 : 655-668.

Upham, W., 1895. The Glacial Lake Agassiz; United States Geological Survey Monograph 25, 658 p.

## ANNEXE

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES DES FORAMINIFÈRES, DINOKYSTES, GRAINS  
DE POLLEN, ET AUTRES PALYNOMORPHES DE LA MER DE CHAMPLAIN





**Planche 1** - Photographies au microscope électronique à balayage de tests de foraminifères. L'échelle, en bas à droite, sur chacune des photos représente 100  $\mu\text{m}$  excepté pour les photos 3, 6 et 7 où l'échelle est de 25  $\mu\text{m}$ .

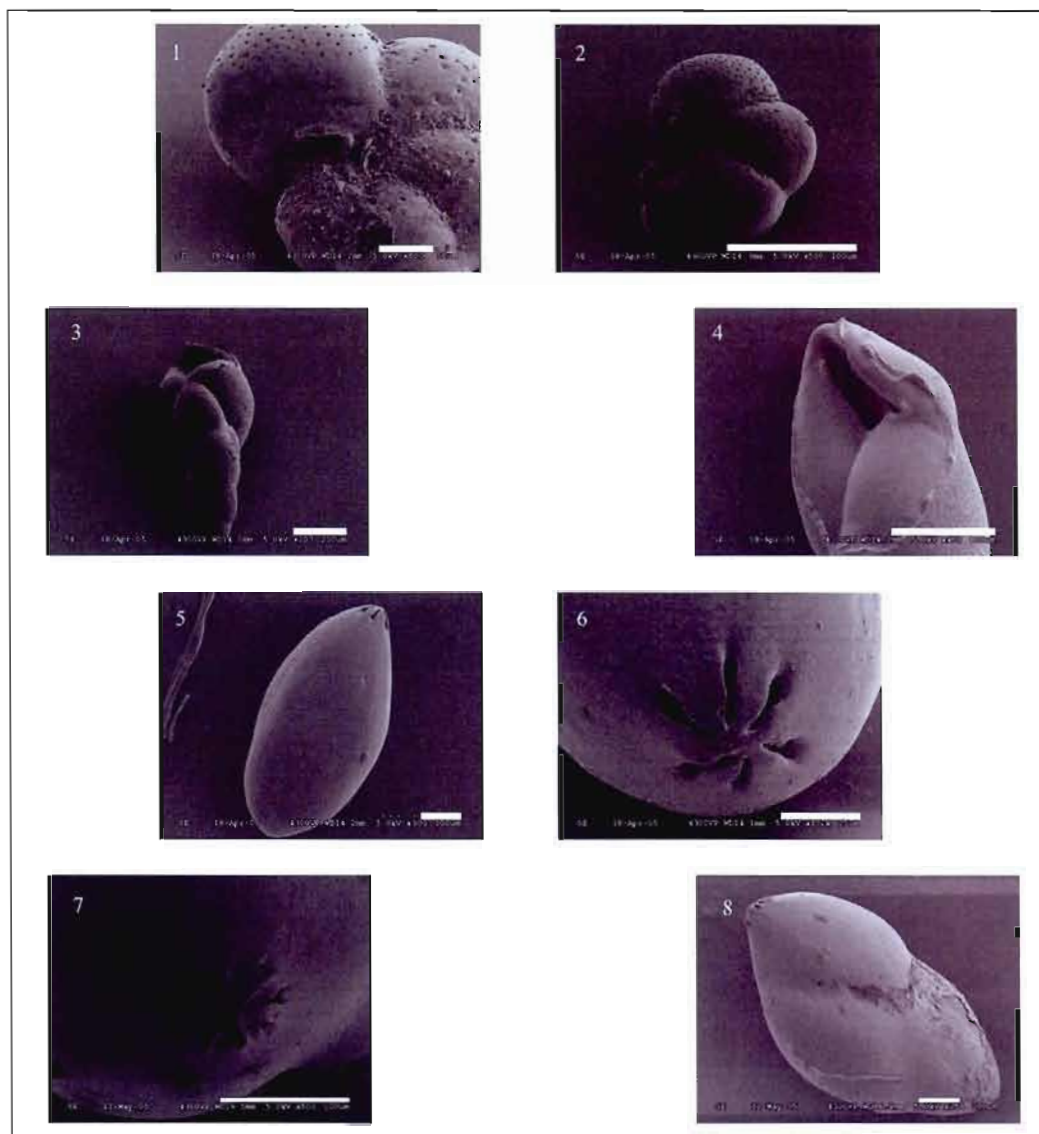
Figures 1-2 *Cibicides lobatulus* (Walker et Jacob). 1- Vue aperturale permettant de voir la forme du test et l'aperture. 2- Vue ombilicale, permettant de voir la disposition des loges et les sutures.

Figures 3-4 *Quinqueloculina* sp. 3- Vue aperturale, forme du test ovoïde et disposition des loges. 4- Vue aperturale montrant les détails et la forme de l'aperture.

Figures 5-6 *Pyrgo williamsoni* (Silvestri). Vues aperturales. 5- Forme générale du test et disposition des loges. 6- Détail de l'aperture.

Figures 7-8 *Triloculina* sp. Vues aperturales. 7- Forme générale du test et disposition des loges et des sutures. 8- Détail de l'aperture.





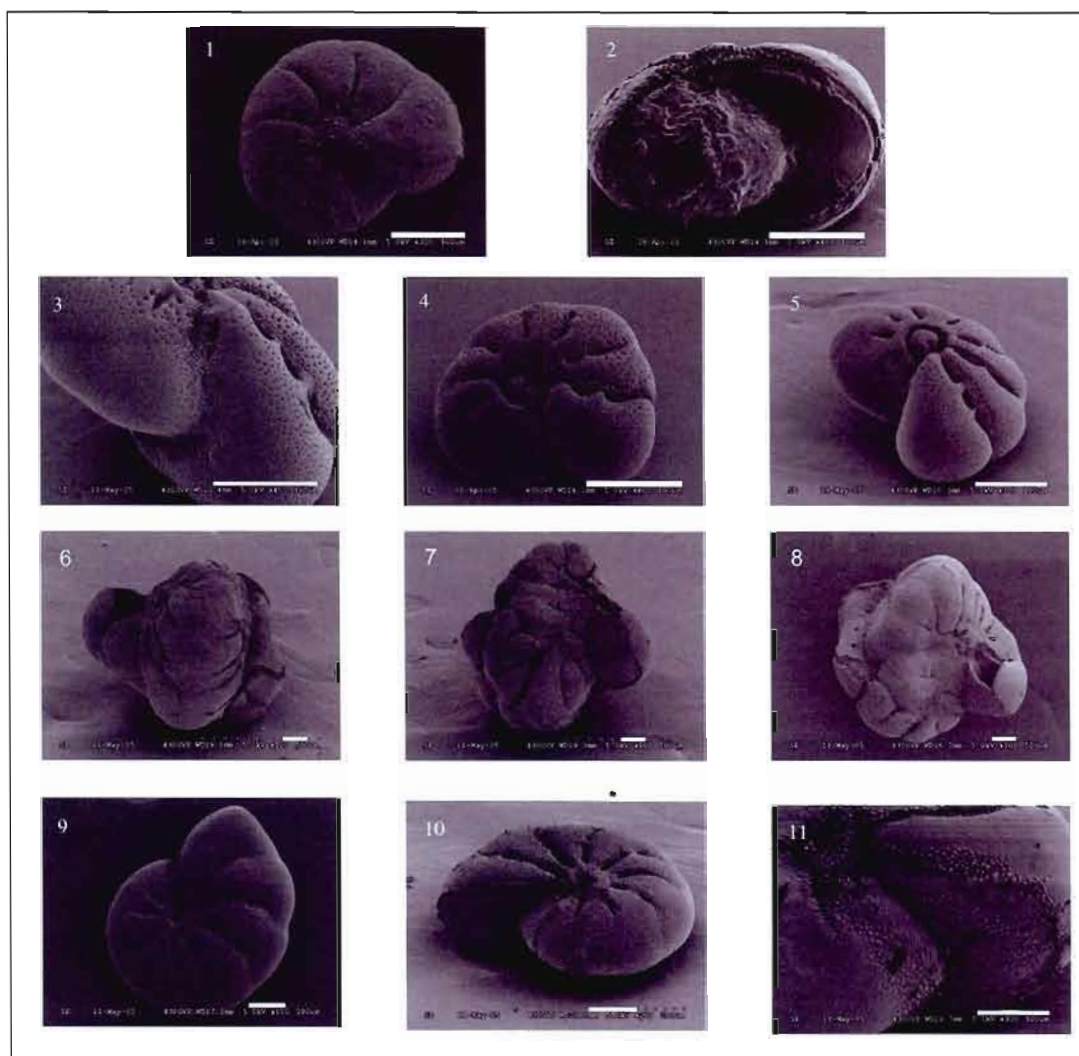
**Planche 2** - Photographies au microscope électronique à balayage de tests de foraminifères. L'échelle, en bas à droite, sur chacune des photos représente 100  $\mu\text{m}$  excepté pour les photos 1, 3, 6 et 7 où l'échelle est de 25  $\mu\text{m}$ .

Figures 1-2 *Loanella cf. tumidula*. 1- Vue aperturale montrant le détail de l'aperture et de l'ornementation. 2- Vue ombilicale montrant l'ornementation et les pores.

Figures 3-4 *Virgulina loeblichii* Feyling-Hanssen. 3- Vue latérale montrant la disposition des loges et les pores. 4- Vue aperturale montrant le détail de l'aperture et les sutures.

Figures 5-6 Polymorphinidae indéterminé. 5- Vue axiale montrant une seule loge sans détails ni ornementation. 6- Vue aperturale présentant une aperture à six fentes.

Figures 7-8 Polymorphinidae indéterminé. 7- Vue aperturale présentant une aperture à plusieurs fentes. 8- Vue axiale montrant la disposition des loges sans détails ni ornementation.



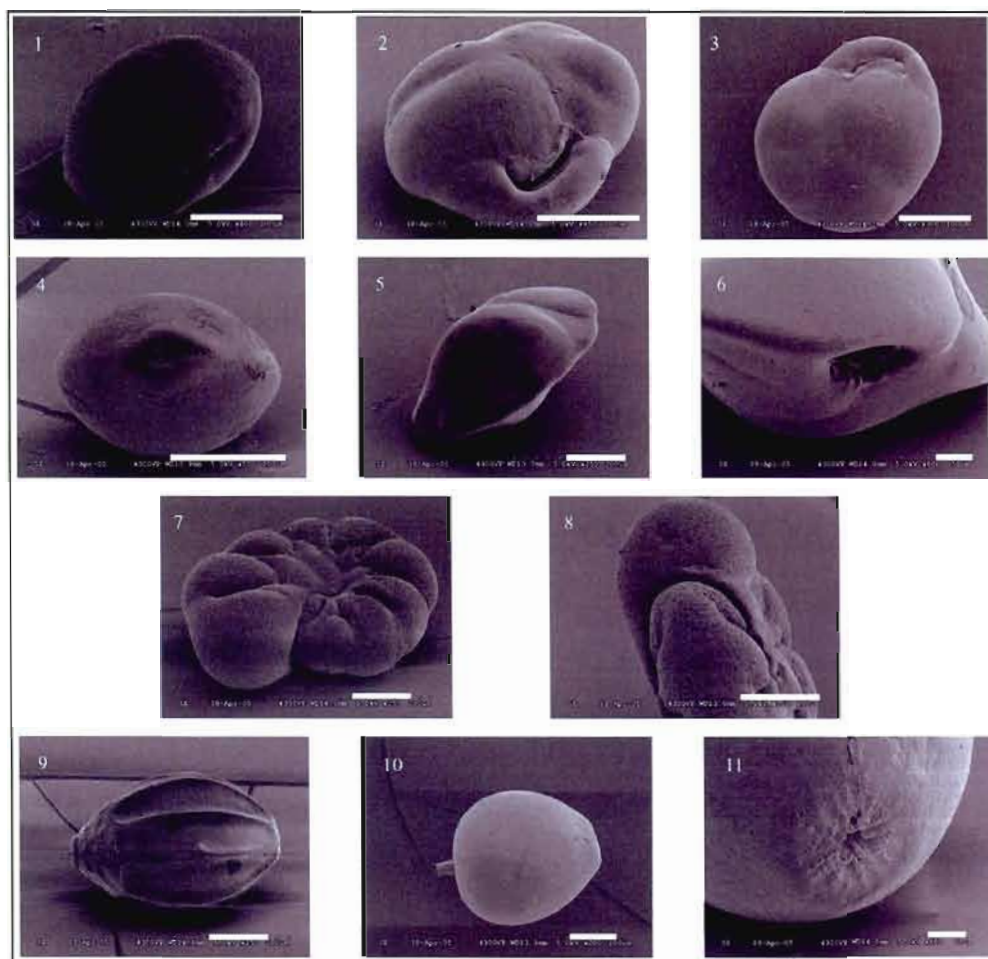
**Planche 3** - Photographies au microscope électronique à balayage de tests de foraminifères. L'échelle, en bas à droite, sur chacune des photos représente 100  $\mu\text{m}$  excepté pour les photos 3, 8 et 10 où l'échelle est de 25  $\mu\text{m}$ .

Figures 1-2 *Haynesina orbicularis* Brady. 1-Vue latérale présentant la forme générale du test et l'ornementation. 2- Vue aperturale montrant la ligne de pores.

Figures 3-5 *Elphidium excavatum* Terquem forma *clavata* Cushman. 3- Vue aperturale montrant l'ornementation et l'aperture du test. 4 et 5- Vues ombilicales présentant la forme générale et l'ornementation du test.

Figures 6-8 *Elphidium* sp. Différentes vues pour montrer les excroissances du test.

Figures 9-11 *Elphidium* cf. *asklundi* Brotzen (ou *E. incertum* Williamson). 9- Vue latérale présentant la disposition des loges et l'ornementation du test. 10- Vue axiale. 11- Vues aperturales montrant la disposition des pores et le détail de l'aperture.



**Planche 4** - Photographies au microscope électronique à balayage de tests de foraminifères. L'échelle, en bas à droite, sur chacune des photos représente 100 µm excepté pour les photos 6, 8 et 11 où l'échelle est de 25 µm.

Figure 1 *Fissurina marginata* Montagu. Vue aperturale montrant la forme de la loge et les pores

Figures 2-3 *Cassidulina reniforme* Nørvang. 2- Vue aperturale présentant l'aperture et les sutures. 3- Vue latérale montrant la forme générale du test.

Figure 4 *Fissurina laevigata* Reuss. Vue aperturale montrant l'aperture et la forme du test.

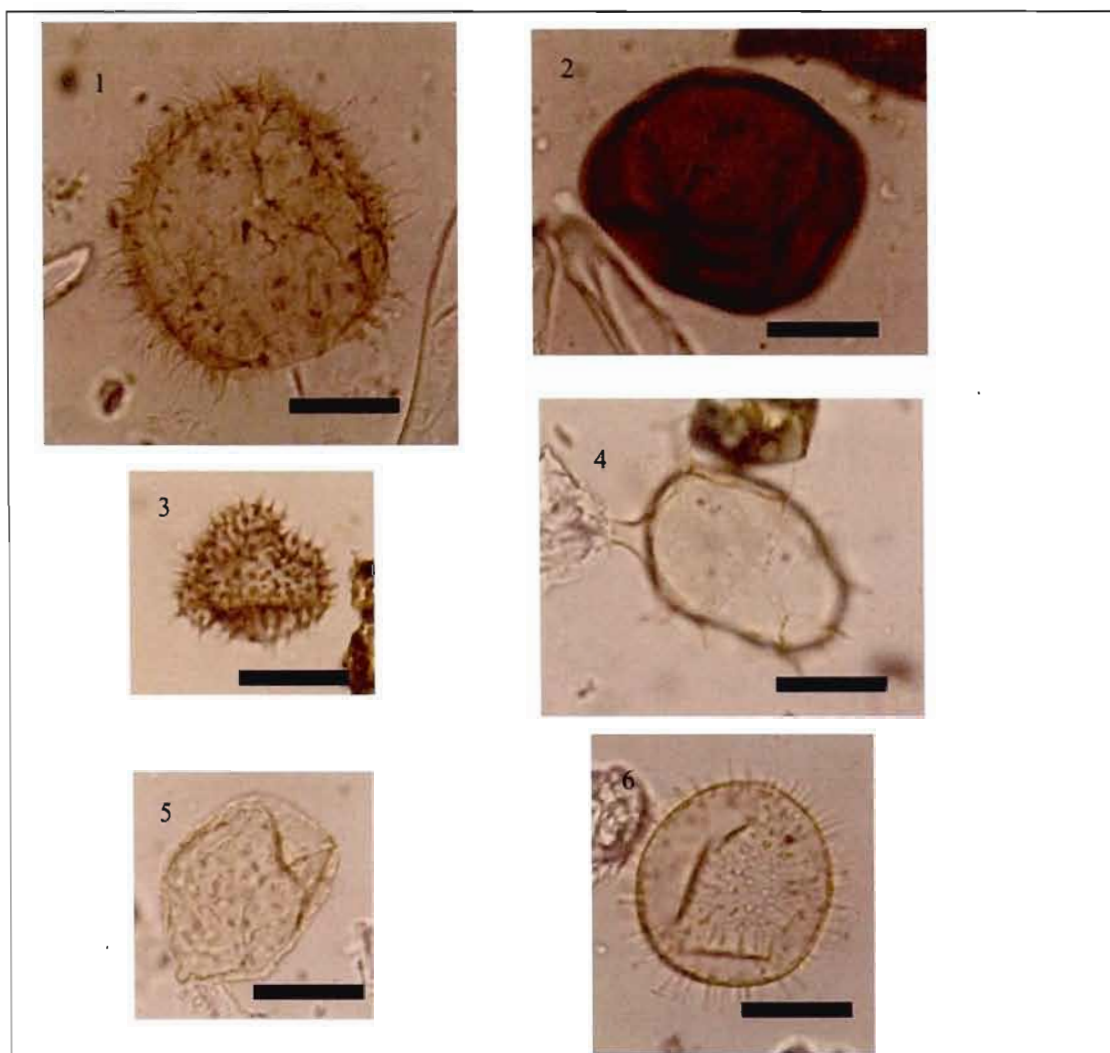
Figures 5-6 *Islandiella helenae* Feyling-Hanssen et Buzas. 5- Vue axiale montrant la forme générale du test et les sutures. 6- Vue aperturale présentant le détail de l'aperture.

Figures 7-8 *Astrononion gallowayi* Loeblich et Tappan. 7- Vue latérale présentant la morphologie du test (l'aperture, les pores et la disposition des loges). 8- Vue aperturale montrant le détail de l'aperture.

Figure 9 *Oolina williamsoni* Alcock. Vue latérale présentant la forme ovoïde du test et l'ornementation.

Figures 10-11 *Oolina caudigera* Wiesner. 10- Vue latérale présentant la forme générale du test. 11- Vue aperturale montrant une ornementation radiale.





**Planche 5** - Photographies de kystes de dinoflagellés prises en microscopie optique (lumière transmise; grossissement de 400 à 1000X). L'échelle dans le coin droit inférieur représente 50  $\mu$ m. Le numéro de lame de référence ainsi que la coordonnée à l'*England Finder* sont indiqués.

Figure 1. *Selenopemphix quanta*, UQP 1930-6, X52.

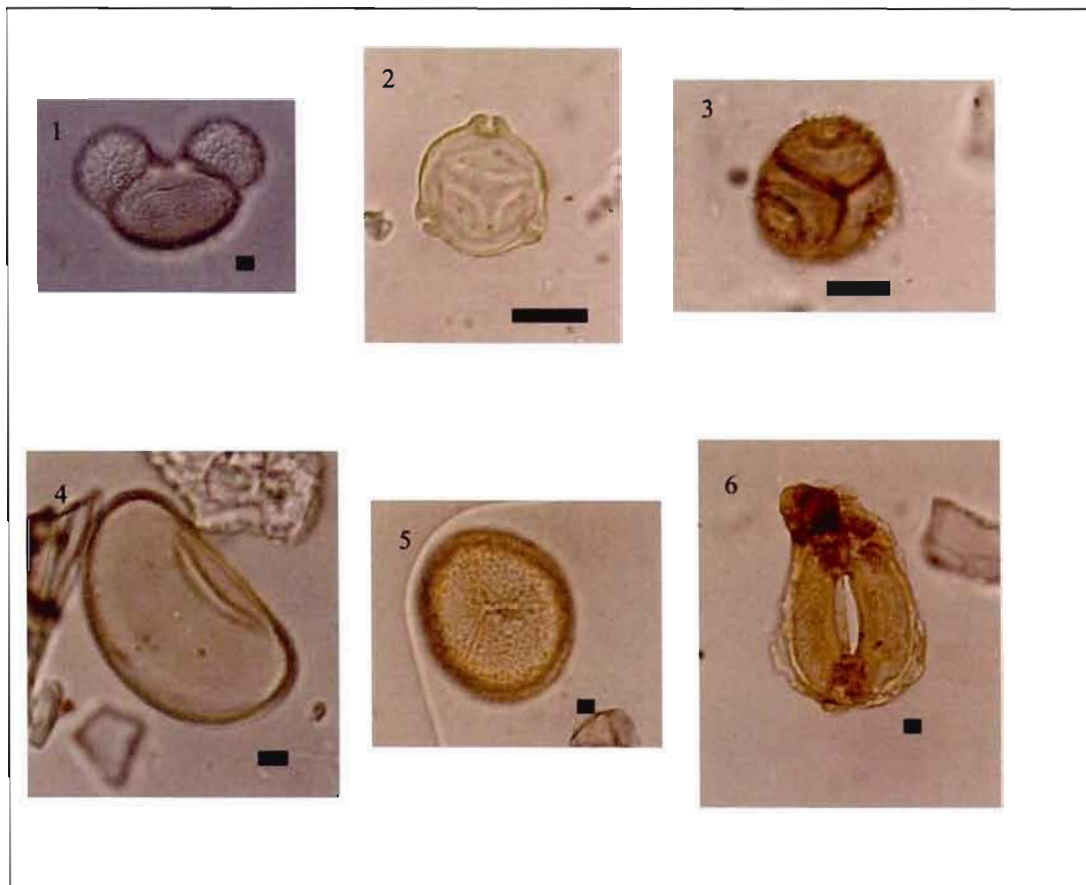
Figure 2. *Brigantedinium* spp., UQP 1930-6, T55/2.

Figure 3. *Islandinium minutum*, UQP 1931-5, V25/1.

Figure 4. *Spiniferites elongatus*, UQP 2060-4, K39.

Figure 5 *Operculodinium centrocarpum* sensu Wall & Dale 1966 court processus, UQP 2060-6, T39/2.

Figure 6 *Operculodinium centrocarpum* sensu Wall & Dale 1966, UQP 2060-4, L22/4.



**Planche 6** - Photographies de palynomorphes prises en microscopie optique (lumière transmise; grossissement de 400 à 1000X). L'échelle dans le coin droit inférieur représente 10 µm. Le numéro de lame de référence ainsi que la coordonnée à l'*England Finder* sont indiqués.

Figure 1. Grain de pollen de *Pinus* sp., UQP 2058-1, F51/3.

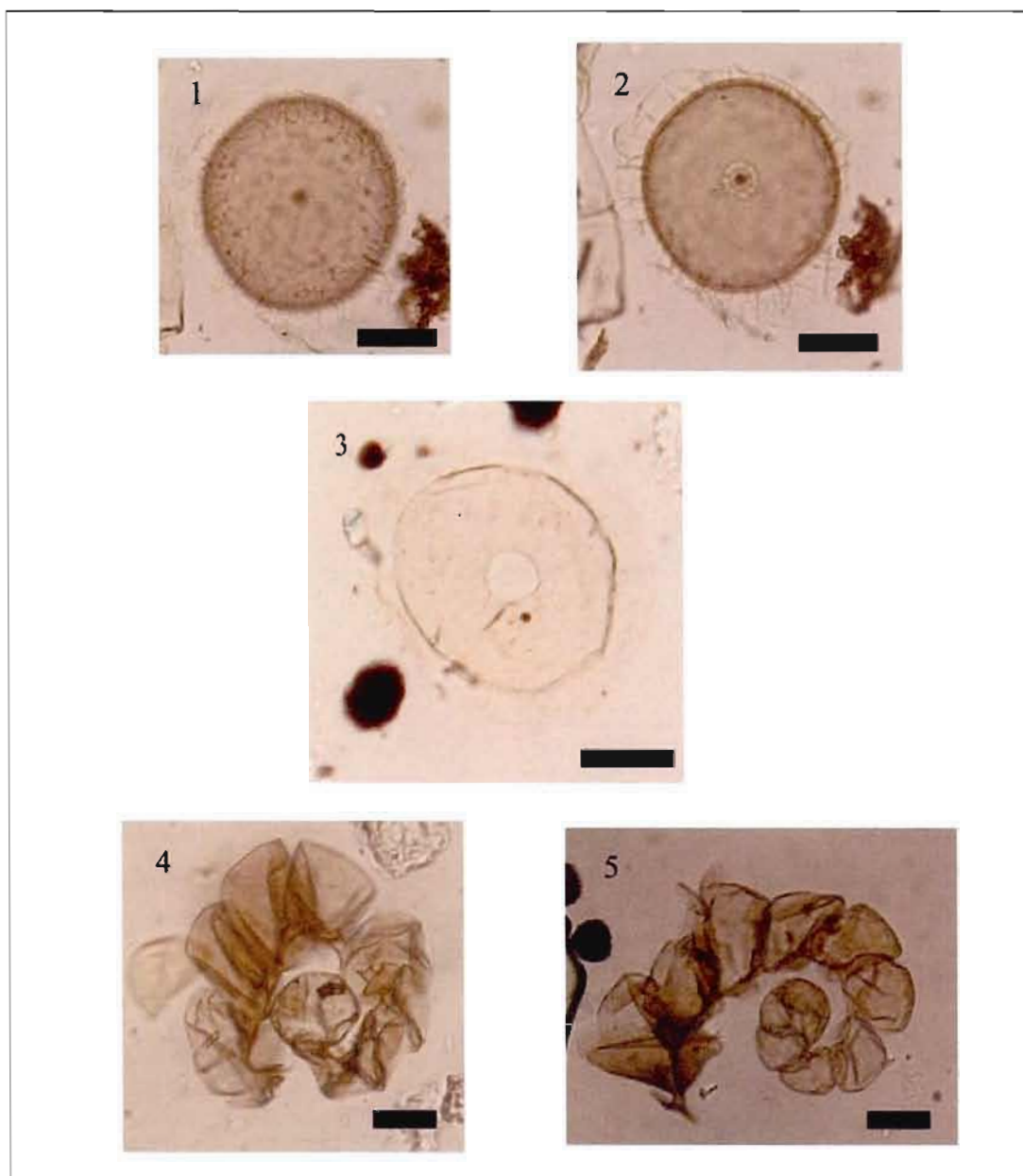
Figure 2. Grain de pollen de *Betula* sp., UQP 2060-6, T39/2.

Figure 3. Grain de pollen en tétrade (genre indéterminé), UQP 2060-3, W53/2.

Figure 4. Spore monolète de Polypodiaceae, UQP 1931-5, N38/2.

Figure 5. Spore trilère d'*Osmunda* sp., UQP 1931-5, J55/4.

Figure 6. Stomate de plante vasculaire, UQP 2061-2, Y30/2.



**Planche 7** - Photographies de palynomorphes prises en microscopie optique (lumière transmise; grossissement de 250 à 1000X). L'échelle dans le coin droit inférieur représente 50  $\mu\text{m}$ . Le numéro de lame de référence ainsi que la coordonnée à l'*England Finder* sont indiqués.

Figures 1-2. Kyste M, UQP 2057-2, U39/3.1- Vue tangentielle, 2- Vue de l'aperture.

Figure 3. *Halodinium* sp., UQP 1930-6, S62/2.

Figures 4-5. Réseaux organiques de foraminifères benthiques. 4-UQP 1931-5, X31/4. 5-, UQP 1931-5, U37-2.